

Geologie
der nordöstlichen Engadinerdolomiten
zwischen Piz San Jon, S-charl
und Piz Sesvenna

Mit 29 Textfiguren und 1 Tafel

Inauguraldissertation

der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Peter Kellerhals
von Niederbipp (BE)

1964

Druck Stämpfli & Cie, Bern

1966

Geologie
der nordöstlichen Engadinerdolomiten
zwischen Piz San Jon, S-charl
und Piz Sesvenna

Mit 29 Textfiguren und 1 Tafel

Inauguraldissertation

der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Peter Kellerhals
von Niederbipp (BE)

Druck Stämpfli & Cie, Bern

1966

Von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag
des Herrn Professor Dr. J. CADISCH angenommen.

Bern, den 27. Februar 1964.

Der Dekan:
Prof. Dr. E. Niggli



Separatabdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, 126. Lieferung, 1966

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1964 hat Herr Dr. P. Kellerhals das Manuskript seiner Dissertation «Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna» der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Das Hauptgewicht der Arbeit liegt auf der stratigraphischen Beschreibung der Sedimente der S-charl-Decke und auf detaillierten tektonischen Untersuchungen im Gebiete N und NE von S-charl. Die Schlussdiskussion befasst sich mit den tektonischen Zusammenhängen innerhalb des ostalpinen Deckenkomplexes.

Herr Kellerhals hat von der Geologischen Kommission für die nächste Zeit einen Kartierungsauftrag für das geologische Atlasblatt 1219 Scarl übernommen; die für seine Dissertation ausgeführten Feldaufnahmen werden bei der Erstellung dieses Blattes Verwendung finden.

Die Geologische Kommission hat in ihrer Sitzung vom 27. Februar 1965 beschlossen, diese Dissertation, welche unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. J. Cadisch entstanden ist, in der Serie der «Beiträge» zu drucken. Redaktionelle Änderungen und ein längerer Auslandsaufenthalt des Autors haben die Drucklegung verzögert. Herr Kellerhals wird an die Druckkosten seiner Dissertation einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit ist im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Bern deponiert.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Juli 1966.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung meines geschätzten Lehrers, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, Direktor des Geologischen Institutes der Universität Bern.

Die Feldaufnahmen erstreckten sich nach mehreren orientierenden Begehungen im Sommer 1959 und im Herbst 1960 über die Sommer- und Herbstmonate der Jahre 1961 bis 1963. Die Zwischenzeit diente zur Auswertung des gesammelten Materials. Die Arbeit wurde im Frühjahr 1964 abgeschlossen. Die Originalkarte im Massstab 1:25 000 und die Feldkartons im Massstab 1:10 000 sowie Belegstücke, Dünnschliffe und Photos sind im Geologischen Institut der Universität Bern deponiert.

Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. CADISCH. Er hat mich auf zahlreichen Exkursionen mit der Grösse und Schönheit der alpinen Geologie bekannt gemacht und mich während vieler Feldbegehungen, bei denen ich ihn begleiten durfte, in den Gebirgsbau der näheren und weiteren Umgebung meines Arbeitsgebietes eingeführt. Ich verdanke ihm manchen wertvollen Rat und viele Anregungen für die vorliegende Arbeit.

Herr Dr. H. EUGSTER, Trogen, machte mich während gemeinsamen Feldbegehungen auf neue Probleme aufmerksam. Herr Prof. Dr. W. NABHOLZ gab mir während einer Exkursion in das Arbeitsgebiet und im Institut verschiedene gute Anregungen. Herr Prof. Dr. R. RUTSCH half mir mit zahlreichen Hinweisen für die Bearbeitung der Fauna. Fräulein cand. geol. KÄTHI VON SALIS half mir bei Kartierungsarbeiten im Sommer 1961. Herr cand. geol. KURT MEYER diskutierte mit mir viele geologische Fragen. Herr cand. geol. PETER SCHLUSCHE, Wien/Seuol, besprach mit mir während zahlreichen gemeinsamen Feldtagen manche geologische Probleme.

Allen, die mir bei der vorliegenden Arbeit halfen, sei herzlich gedankt.

Speziell möchte ich noch den Bewohnern von S-charl für ihre grosszügige Gastfreundschaft, die mir den Aufenthalt in ihrem Dörfchen zu einem grossen Vergnügen machte, danken.

Mein wärmster Dank gilt jedoch meiner Mutter und meinem leider zu Beginn der Arbeit verstorbenen Vater. Sie ermöglichten mir eine unbeschwerte Studienzeit. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546621_0056

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III
Vorwort des Verfassers	V
Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln	VIII
Literaturverzeichnis	IX
Verwendete Karten	XII
Einleitung	1
I. Geographischer Überblick	1
II. Geologische Situation und Problemstellung	2

Stratigraphischer Teil

I. Kristallin	4
1. Sesvenna-Kristallin	4
a) Allgemeines	4
b) Einzelne Gesteinsbeschreibungen	4
2. Kristallin der Ötz-Schuppen	5
a) Allgemeines	5
b) Gesteinsbeschreibung	6
II. Sedimente	6
A. Perm und Trias	7
1. Permo-Werfénien	7
a) Allgemeines	7
b) Verrucano	7
c) Buntsandstein	8
d) Campilerschichten	10
e) Permo-Werfénien der Schuppen an der Basis der Ötz-Decke	10
f) Stratigraphisches Profil	11
g) Zur Lithologie und Fazies im Permo-Werfénien	11
2. Anisien	12
a) Allgemeines	12
b) Lokale Abweichungen vom Normalprofil	13
c) Fossilfunde	15
d) Detailprofil	15
e) Zur Lithologie und Fazies des Anisien	16
3. Ladinien	17
a) Allgemeines	17
b) Detailprofile	19
c) Beschreibung der «Tuffite» und Hornsteine	20
d) Zur Pb-Zn-Vererzung im Anisien und Ladinien	22
e) Zur Fazies des Ladinien	22
4. Carnien	23
a) Allgemeines	23

b) Detailprofil	24
c) Lokale Detailbeschreibung	25
d) Zur Lithologie und Fazies des Carnien	25
5. Norien	25
a) Allgemeines	25
b) Profil durch den Piz Madlain-Südgrat	28
c) Lithologie und Ablagerungsmilieu	29
B. Jura	29
1. «Lias»	29
a) Allgemeines	29
b) «Liasbreccie» und «Liaskalk»	29
c) «Liasschiefer» (Allgäuschiefer)	32
2. Fraglicher Dogger	32
3. «Malm» (Aptychenkalk)	33
Quartär, Morphologie	33
1. Quartäre und rezente Sedimente	33
2. Quellen	34
3. Zur Morphologie	34
Einige Beobachtungen über die Entstehung des Dolomites	35

Tektonischer Teil

I. Tektonischer Überblick	38
II. Einzelbeschreibungen	39
1. Bergkette Mot da l'Hom-Piz Sesvenna-F. Sesvenna	39
2. Gebiet zwischen F. Sesvenna, F. Cornet und Alp Sesvenna	40
3. Mot Madlain	42
4. Raiblerzone	42
5. Oberbau westlich der Fora da l'Aua	43
6. Fora da l'Aua und Oberbau am Piz d'Immez	44
7. Ostgrat des Piz San Jon, Plateau da Rims und Piz d'Immez	45
8. Klippen der Ötz-Decke	46
III. Regionale Tektonik	47
1. Schlinigüberschiebung	47
2. Bewegungsrichtungen	50
3. Über die tektonische Stellung des Jaggl	50
4. Schlussbemerkungen	51
Zusammenfassung	53
Riassunto	53
Recapitulaziun	54

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

	Seite
Fig. 1: Topographische Kartenskizze des östlichen Teiles des Kantons Graubünden	1
Fig. 2: Geographisches Kärtchen des Untersuchungsgebietes	2
Fig. 3: Granitporphyr vom Ostgipfel des Piz d'Immez	6
Fig. 4: Verrucanoquarzit	9
Fig. 5: Dünnschliffaufnahme von Buntsandstein südlich der ehemaligen Alphütte von Marangun	9
Fig. 6: Diskordanz in einer Erosionsrinne im feinkörnigen Buntsandstein am Fusse der untersten Felsstufe der Cornet-Südwand	12
Fig. 7: Unteranisischer, quarzreicher Dolomit	14
Fig. 8: Lackfilmaufnahme des in Fig. 7 abgebildeten Handstückes	14
Fig. 9: Feingeschichteter Kalk aus dem mittleren Anisien	17
Fig. 10: Trockenrisse in einer Schichtplatte aus dem mittleren Anisien	17
Fig. 11: Dünnschliffphoto eines Querschnittes durch <i>Diplopora</i> cf. <i>annulata</i> SCHAFF. var. <i>debilis</i> (GUEMBEL) PIA	18
Fig. 12: Dünnschliffaufnahme eines ladinischen Tuffites	21
Fig. 13: Hornsteinkonkretionen im ladinischen Dolomit	21
Fig. 14: Rippelmarken aus dem sandigen obersten Ladinien	22
Fig. 15: «Basisbreccie» des Hauptdolomites an der Fora da l'Aua	27
Fig. 16: Dünnschliffphoto aus dem Hauptdolomit	27
Fig. 17: Lackfilmaufnahme von rotem Spatkalk nördlich der Fora da l'Aua	31
Fig. 18: Photo eines angeschliffenen Handstückes aus der «Liasbreccie» südlich des Triglsees	31
Fig. 19: «Liasbreccie».	32
Fig. 20: Blockströme auf der Nordseite des Piz Plazèr und Piz Sesvenna	34
Fig. 21: Lackfilmaufnahme eines norischen Karbonatgesteines	36
Fig. 22: Lackfilmaufnahme eines norischen Karbonatgesteines	37
Fig. 23: Tektonische Kartenskizze des Untersuchungsgebietes	38
Fig. 24: Ansichtsskizze des Piz Cornet und Piz Cristannes von Süden	41
Fig. 25: Ansichtsskizze des Piz Pradatsch von Westen	43
Fig. 26: Ansichtsskizze der Fora da l'Aua von Süden	45
Fig. 27: Zwei Profile durch das Dissertationsgebiet	48
a) Profil vom Piz Sesvenna über den Piz Cristannes zum Plateau von Rims	
b) Profil vom Mot Madlain zum Piz San Jon	
Fig. 28: Isohypsenkarte der Schlinigüberschiebung	49
Fig. 29: Hypothetisches tektonisches Schema der Silvrettamasse mit den einzelnen jungen, sekundären Überschiebungen	52
Tafel I: Geologische Karte der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen S-charl, Piz San Jon und Piz Sesvenna (1:25 000)	

Literaturverzeichnis

In diesem Verzeichnis wird nur die wichtigste Literatur über das Arbeitsgebiet und über die regionale Geologie angeführt. Für weitere Literaturangaben sei auf die Bibliographie von SPITZ und DYHRENFURTH (1915) verwiesen.

- AMPFERER, O. (1933): Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. – Sitz. ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **142**, 145.
- AMPFERER, O. und HAMMER, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. k. k. geol. R. Anst. Wien **61**, 531.
- ANDREATTA, C. (1941): Sulle rocce eruttive del Gruppo Ortles–Cevedale. – R. Accad. Italia, fasc. 6, ser. VII.
- ARBENZ, P. (1921): Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. – Verh. schweiz. natf. Ges., **101**. Session 1920, p. 196.
- (1934): Exkursion Nr. 92 B: Bl. Il Fuorn (Ofenpass)–Praspöl–Murtèrsattel–Val Cluozza–Zerneß. – Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XIV.
- BLAAS, J. (1902): Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. – Innsbruck (Wagner).
- BOESCH, H. (1936): Der Bergbau am Ofenpass nördlich der Passhöhe. – Jber. natf. Ges. Graubünden, NF **74**, 109.
- (1937a): Ofenberg (Pass del Fuorn) und Umbrailpass. Lage und Oberflächengestalt. Geologie. – In: Alpenpostführer Ofenpass der Schweiz. Postverwaltung (Bern).
- (1937b): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und V. Laschadura. – Inaug. Diss. Univ. Zürich.
- BOESE, E. (1896): Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. – Z. dtsch. geol. Ges. **48**, 557.
- BURKARD, G. (1953): Geologische Beschreibung der Piz-S-chalambertgruppe. – Inaug. Diss. Univ. Bern.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF **49**/I.
- (1932): Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. – Eclogae geol. Helv. **25**/1, 2.
- (1934): Exkursion Nr. 95. Umgebung von Schuls (Unterengadiner Fenster). – Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XIV.
- (1938): Nuovo contributo allo studio delle finestre tettoniche dell'Engadina inferiore e dei Tauri. – Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova, Vol. XIII.
- (1948): In Alpenpostführer «Unterengadin». Geologie. – Schweiz. Postverwaltung (Bern).
- (1950): Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – Eclogae geol. Helv. **43**/2, 172.
- (1961): Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. – Verh. geol. B. Anst. Wien, H. 2.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H. und BRAUCHLI, R. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **64**.
- CADISCH, J., WENK, E. und KELLERHALS, P. (1962): Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft ins Unterengadiner Fenster und die Unterengadiner Dolomiten. – Eclogae geol. Helv. **55**/2, 485.
- CORNELIUS, H. P. (1942): Zur Kleintektonik im «Unterengadiner Fenster» (Ostalpen). – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Wien, Jg. 1942.
- DAL PIAZ, G. B. (1938): Recensione critica del lavoro di KAPPELER, U.: «Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone usw.». – Soc. Trent. Sc. nat. **19**/2, 3.
- ESCHER, E. (1935): Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. **18**.
- EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser). – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF **49**/III.
- (1923): Der Ostrand des Unterengadinerfensters. – Eclogae geol. Helv. **18**/2, 249.

- EUGSTER, H. (1924): Die westliche Piz-Uertsch-Kette. — Beitr. geol. Karte Schweiz, NF **49/IV**.
— (1959): Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. — *Eclogae geol. Helv.* **52/2**, 555.
- HAMMER, W. (1906): Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe. — *Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien* **56/6**.
— (1907): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe I. — *Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien* **57**, 369.
— (1908): Id. II. — *Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien* **58**, 98.
— (1910): Id. III. — *Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien* **60**, 64.
— (1912): Id. IV. — *Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien* **62**, 121.
— (1911): Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. — *Jb. k. k. geol. R. Anst. Wien* **61/1**.
— (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte der österr.-ungar. Monarchie, Nr. 66 Glurns und Ortler. — Wien.
— (1922): Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. — Sammlung geol. Führer **22**. Berlin (Borntraeger).
— (1923): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. 5245 Nauders.
— (1927): Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, foglio Passo di Resio. — *Uff. idrogr. R. Magistr. Acque, sez. geol. Padova*.
— (1931): Zur Umgrenzung der Oetztaleralpen als Schubdecke. — *Verh. geol. B. Anst. Wien*.
— (1938): Bemerkungen zu R. STAUB «Geologische Probleme über die Gebirge zwischen Engadin und Ortler». — *Verh. geol. B. Anst. Wien*.
- HAMMER, W. und TRENER, G. B. (1908): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie, Nr. 78 Bormio und Passo del Tonale. — *K. k. geol. R. Anst. Wien*.
- HEGWEIN, W. (1927): Beitrag zur Geologie der Quaternalsgruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* **7**.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden). — Beitr. geol. Karte Schweiz, NF **101**.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden). — *Eclogae geol. Helv.* **46/1**, 39.
— (1962): Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpass (Passo di Resio), Südtirol, und seine Deutung. — *Eclogae geol. Helv.* **55/2**, 407.
- INHOLDER, H. (1952): Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair (Graubünden). — *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Ser. C*, Nr. **50**.
- KAPPELER, U. (1938): Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Suldén und dem Engadin. — *Diss. geol. Inst. ETH, Zürich*.
- KARAGOUNIS, K. (1962): Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — *Erg. wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark, Bd. VII, NF*.
- KELLERHALS, P. (1962): Neue Beobachtungen in den aufgelassenen Pb-Zn-Bergwerken von S-charl (Unterengadin). — *Eclogae geol. Helv.* **55/2**, 468.
- KLÄY, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiet zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). — *Eclogae geol. Helv.* **50/2**, 323.
- LACHMANN, R. (1908): Der Bau des Jackl im Obervintschgau. — *Beitr. Geol. u. Paläont. Österr.-Ung.* **21**.
- LEUPOLD, W. (1920): Die Schichtreihe der ostalpinen Trias in Mittelbünden. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, 1919.
— (1934): Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten); in: *Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XIV*; dazu Exkursionen 92A: Zernez–Ofenpass–Sta. Maria im Münstertal; 93: Sta. Maria–Umbrailpass–Stilfserjoch; 94: Cierfs–Scarl–Schuls.
- POZZI, R. (1957): La geologia della bassa Valle di Fraele (Alpi Retiche). — *Eclogae geol. Helv.* **50/1**, 99.
— (1959a): Studio geologico della Valle di Federia (Alpi Retiche–Livigno). — *Ist. geol. Univ. Milano, Ser. G, Pubbl.* **117**.
— (1959b): Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno–Passo dello Stelvio). — *Ist. geol. Univ. Milano, Ser. G, Pubbl.* **109**.
— (1960a): Nuovi fossili norici nei calcari dell'alta Val Cancano (Bormio–Alpi Retiche). — *Ist. geol. Univ. Milano, Ser. P, Pubbl.* **105**.
— (1960b): La fauna liassica dell'alta Valtellina (Alpi Retiche). — *Ist. geol. Univ. Milano, Ser. P, Pubbl.* **111**.

- POZZI, R. (1960c): Rapporti tettonici fra le falde di Quaternals, Umbrail ed Ortles dalla Val Saliente alla Val Forcola (Alta Valtellina). – Ist. geol. Univ. Milano, Ser. G, Pubbl. 139.
- POZZI, R. e GIORCELLI, A. (1960): Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il passo dello Stelvio (Alpi Retiche). – Ist. geol. Univ. Milano, Ser. G, Pubbl. 131.
- POZZI, R., GELATI, R. e ALLASINAZ, A. (1962): Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla bassa valle dello Spöl (Livigno–Alpi Retiche). – Ist. geol. Univ. Milano, Ser. G, Pubbl. 154.
- ROESLI, F. (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 355.
- SCHILLER, W. (1904): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 14, 107.
- (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 180.
- SOMM, A. und SCHNEIDER, B. (1962): Zwei paläontologische und stratigraphische Beobachtungen in der Obertrias der südwestlichen Engadiner Dolomiten (Graubünden). – *Ergebn. wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark*, Bd. VII, NF.
- SPITZ, A. (1919): Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. – *Verh. geol. R. Anst. Wien*.
- SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G. (1915): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scafs und dem Stilfserjoch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 44.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 46/I.
- (1934): Übersicht über die Geologie Graubündens. – *Geol. Führer der Schweiz*, Fasc. III.
- (1937): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 72.
- STAUB, R. und CADISCH, J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – *Eclogae geol. Helv.* 12, 223.
- TARNUZZER, CH. und GRUBENMANN, U. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 23.
- TERMIER, P. (1922): Sur la structure des Alpes orientales I–III. – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 175, 1173.
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 2.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad–Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). – *Jber. natf. Ges. Graubündens* 85.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – *Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt.* 14, 196.
- (1934b): Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta/Oetztaldecke. – *Eclogae geol. Helv.* 27/1, 135.
- ZÖPPRITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 164.

Verwendete Karten

a) Geologische Karten

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Bl. XV Davos–Martinsbruck (G. THEOBALD, 1864).

Bl. XX Sondrio–Bormio (G. THEOBALD, 1865).

Geologische Spezialkarten

Nr. 58 Geologische Karte des Unterengadins 1:50 000 (U. GRUBENMANN, CH. TARNUZZER, 1910).

Nr. 72 Geologische Karte der Engadiner Dolomiten 1:50 000 (A. SPITZ, G. DYHRENFURTH, 1915).

Nr. 118 Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin 1:50 000 (R. STAUB, 1946).

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 14 Ardez (J. CADISCH, P. BEARTH, F. SPAENHAUER, 1941).

Nr. 20 Zernez (H. BOESCH, J. CADISCH, W. HEGWEIN, F. SPAENHAUER, E. WENK, 1948).

Nr. 44 Scuol–Schuls Tarasp (J. CADISCH, H. EUGSTER, E. WENK, G. TORRICELLI, G. BURKARD, 1963).

Geologische Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie 1:75 000

Nr. 66 Glurns–Ortler (1912).

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000

Bl. 5242 Nauders (1923).

Carta geologica delle Tre Venezie 1:100 000

Foglio Passo di Resia (1924).

Verschiedene

Geologische Karte des Jaggl 1:50 000 (in: HAMMER, W., 1911).

Geologische Karte der Lischannagruppe 1:50 000 (in: SCHILLER, W., 1904).

Geologische Karte der Piz Lad-Gruppe 1:50 000 (in: SCHILLER, W., 1906).

Geologische Karte der Quaternalsgruppe im Schweiz. Nationalpark 1:25 000 (in: HEGWEIN, W., 1934).

Carta geologica della regione compresa fra Livigno e il Passo dello Stelvio 1:35 000 (in: POZZI, R. e GIORCELLI, A., 1960).

b) Topographische Karten

1:50 000 Landeskarte der Schweiz: 249 Tarasp (1949).

259 Ofenpass (1949).

498bis Resia-W (1949).

518bis Glorezena-W (1949).

Einleitung

I. Geographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt östlich des Schweizerischen Nationalparkes, ungefähr 9 km südlich des bekannten Kurortes Scuol-Tarasp im Unterengadin. Als Ausgangsort für die Feldarbeiten diente das verträumte Engadinerdörfchen S-charl, welches von Scuol über einen ca. 12 km langen Fahrweg durch das Clemgialtal leicht erreicht werden kann (siehe Fig.1).



Fig.1: Topographische Kartenskizze des östlichen Teiles des Kantons Graubünden
(das Untersuchungsgebiet ist schraffiert).

Als topographische Unterlage stand mir das Blatt 259 Ofenpass der Landeskarte der Schweiz 1:50 000 zur Verfügung. Die Ortsangaben und Koordinaten beziehen sich auf diese Karte. Für die geologischen Feldaufnahmen wurde der entsprechende Kartenausschnitt photographisch auf den Massstab 1:10 000 vergrößert.

Das Arbeitsgebiet wird wie folgt abgegrenzt: Im Norden durch die Abszisse 182, die auch den Nordrand des Kartenblattes Ofenpass bildet; im Westen und Südwesten durch die Clemgia bis S-charl; im Süden durch die Gebirgskette Mot da l'Hom-Piz Plazèr-Piz Sesvenna und im Osten durch die Landesgrenze gegen Italien bis zum Punkt 2616 und von dort quer durch das Val Cristannes zur Coordinate 825.5/182.0 (siehe Fig.2).

Die Wegverhältnisse im Gebiet sind schlecht. Von S-charl aus führt ein Saumpfad nach Marangun und von dort ein schmaler Fussweg über die F. Sesvenna zur ehemaligen Pforzheimerhütte. Auf der Alp Sesvenna zweigt eine Wegspur über die Fora da l'Aua zur Lischanahütte ab. Trotz der schlechten Wegverhältnisse ist das Gebiet leicht begehbar. Die meisten der wild aussehenden Gipfel lassen sich ohne oder mit nur einfacher Kletterei besteigen. Die mittlere Höhe liegt etwas über 2300 m ü. M. Die günstigste Zeit für geologische Aufnahmen bilden die Monate August und September, im Juli liegt meist noch ein grosser Teil des Gebietes unter Schnee.

Wohl gerade wegen der kaum vorhandenen touristischen Erschliessung dieser Täler blieb die ganze vielfältige Naturschönheit bis jetzt noch erhalten. So bietet jede Wanderung neben ihren geologischen Resultaten immer von neuem das grosse Erlebnis einer unverfälschten, reichen und herrlichen Natur.

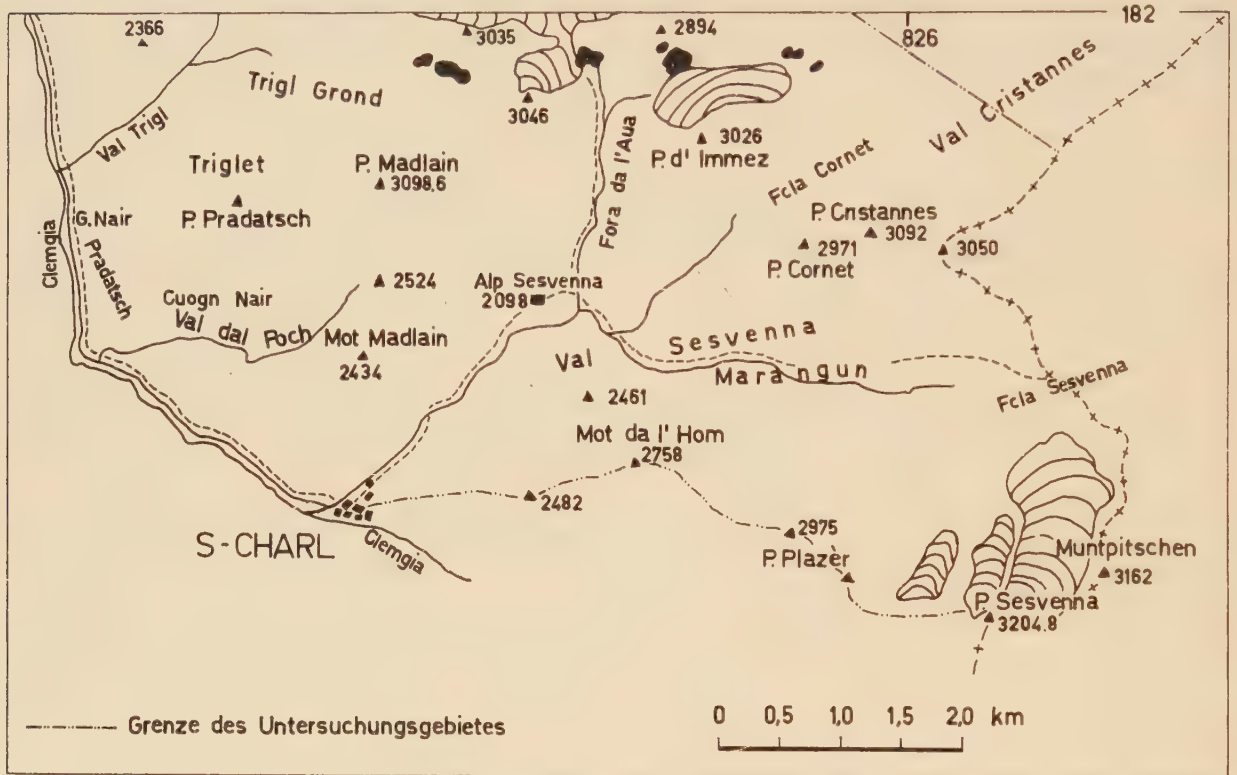


Fig. 2: Geographisches Kärtchen des Untersuchungsgebietes.

II. Geologische Situation und Problemstellung

Das zu beschreibende Gebiet liegt im Herzen der als Engadinerdolomiten bekannten Gebirgsgruppe. Die erste Erwähnung dieser Region in der geologischen Literatur finden wir bei B. STUDER (1851), der ein Profil von Galtür über Scuol, Piz San Jon, S-charl nach Bormio gezeichnet und darin schon die Überschiebung des Ostalpins über die Bündnerschiefer klar dargestellt hat. G. THEOBALD (1864) erkannte das triadische Alter der Dolomite. Bis zu den ersten Detailuntersuchungen SCHILLERS (1904) finden wir mehrere interessante Beschreibungen, vor allem in Arbeiten von G. KOCH, W. V. GUEMBEL, E. BOESE und P. TERMIER; doch ausser TERMIER gehen diese nicht über die grundlegenden Erkenntnisse THEOBALDS hinaus.

TERMIER (1905) erkannte als erster das Unterengadinerfenster, das dann auch durch Arbeiten von G. STEINMANN und seinen Schülern bestätigt wurde. 1904 kartierte W. SCHILLER die Lischana- und Piz Lad-Gruppe im Massstab 1:50 000 und veröffentlichte eine Menge genauer Detailbeobachtungen. Allerdings arbeitete er noch nicht mit Überschiebungen regionalen Ausmasses. Daher versuchte er z. B. die Kristallinvorkommen auf dem Piz d'Immez und Piz San Jon als Teile einer liegenden Falte zu erklären.

Es folgen dann Arbeiten des österreichischen Petrographen W. HAMMER mit heute noch gültigen Beschreibungen des Kristallins, danach der Beitrag von C. TARNUZZER und U. GRUBENMANN (1909) mit der Karte 1:50000 des Unterengadins und den ersten Gesteinsanalysen und 1915 die umfassende Monographie der Engadinerdolomiten von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH. Mit diesen Aufnahmen waren wohl die stratigraphischen Fragen der Engadinerdolomiten im grossen gelöst, im Detail dürften die Grenzen noch öfters verschoben und die Karte verfeinert werden.

SPITZ und DYHRENFURTH brauchten zum ersten Male in diesem Gebiet den Begriff der Stockwerktektonik. Sie versuchten in den Dolomiten einen grossen, nach Nordwesten gerichteten Bogen zu erkennen, doch wurde diese Auffassung auf Grund späterer Untersuchungen wieder angezweifelt. In der Folge erschienen zahlreiche Publikationen von J. CADISCH, H. EUGSTER, W. HEGWEIN, W. LEUPOLD, R. STAUB, E. WENK, H. BOESCH, W. HESS, H. INHELDER, U. KAPPELER, G. BURKHARD, G. TORRICELLI, R. POZZI und K. KARAGOUNIS. Neben stratigraphischen Detailuntersuchungen und Vergleichen versuchten diese Autoren in ihren Arbeiten die Gebirgsgruppe in ihre Bauelemente, die S-charl-, Umbrail-, Ortler- und Campo-Decke mit deren Teildecken und Schuppen, zu unterteilen und diese Einheiten ins Gefüge der ober- und der mittelostalpinen Decken einzuordnen. Diesen Erkenntnissen folgend können wir heute aussagen, dass die Engadinerdolomiten mit dem normal darunter liegenden oberen Gneiszug dem rückwärtigen Teil der oberostalpinen Silvretta-schubmasse entsprechen. Allerdings ist auch diese Aussage nicht eindeutig gesichert, da der obere Gneiszug im Westen des Unterengadinerfensters mit dem Silvretta-Kristallin zusammenhängt und er im Osten des Fensters scheinbar in das – hier die Dolomiten überlagernde – Ötz-Kristallin übergeht. Auch die Fragen nach den Schubrichtungen und ihrem relativen Alter sind noch offen. Weiter sind noch viele fazielle, sedimentologische und stratigraphische Probleme ungelöst. Auch über die Paläogeographie sind wir noch zu wenig gut orientiert.

So hoffe ich nun, in der folgenden Arbeit einige Beobachtungen mitteilen zu können, die zur Lösung dieser noch offenen Probleme beitragen werden. Um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, verzichte ich auf eine detaillierte Wiedergabe meiner Untersuchungsergebnisse, wenn sie sich mit denjenigen älterer Autoren decken.

Stratigraphischer Teil

I. Kristallin

I. Sesvenna-Kristallin

a) Allgemeines

Im Gebiet von S-charl wird für die normale kristalline Unterlage der Engadinerdolomiten die Bezeichnung Sesvenna-Kristallin angewendet, da dieser Begriff in bezug auf tektonische Belange neutral ist.

Eine umfassende petrographisch-mineralogische Untersuchung dieser Gneise fehlt bis jetzt; eine neuere kurze Beschreibung finden wir bei INHELDER (1952). Für ältere Charakterisierungen verweise ich auf HAMMER (1907), GRUBENMANN (1909) und SPITZ und DYHRENFURTH (1915).

In unserem Arbeitsgebiet baut das Sesvenna-Kristallin gemeinsam mit vier kleineren Sedimentkeilen die Bergkette vom Mot da l'Hom über den Piz Plazèr, Piz Sesvenna zum Punkt 2948 auf. Die Gneise fallen im allgemeinen gegen NW und tauchen entlang der Linie S-charl, Alp Sesvenna, Marangun, Piz Cristannes-SE-Grat unter die Dolomite ein.

Der massige Zweiglimmer-Granitgneis, der oberhalb des Gletschers am Grenzgrat vom Piz Sesvenna bis zur Fernerspitze ansteht, lässt sich sehr leicht vom sauren Muskowitgneis der übrigen Gebiete abtrennen. Der letztere weist mehrere Varietäten auf, die jedoch auf der Karte nicht ausgeschieden wurden. Im Feld lassen sich leicht Zonen von hellerem oder dunklerem Gneis¹⁾ und solche mit mehr oder weniger Augen voneinander unterscheiden; doch sind die Grenzen jeweils sehr verschwommen. Die Augen im Muskowitgneis bestehen aus Quarz im Gegensatz zu den Feldspatäugen des Zweiglimmergneises. In diesem Muskowitgneis liegt ein stark verschieferter, ziemlich dunkler Gesteinskörper mit viel grünem Feldspat, grauem, z. T. korrodiertem Quarz und einer grünen, sehr feinkristallinen Grundmasse. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich um einen durch Metamorphose und Gebirgsbildung stark beanspruchten Quarzporphyr handelt. Oft ist es schwierig, die Grenze zwischen dem Muskowitgneis und dem Verrucano genau zu fixieren, da auch hier allmähliche Übergänge vorkommen. Im Hangenden des frischen Muskowitgneises steht stark verwitterter Gneis an, darüber liegt mit Quarz verkitteter, nicht transportierter Verwitterungsschutt und darüber transportierter Verwitterungsschutt mit einigen Fremdkomponenten, worunter Quarzporphyr. Das Auftreten von permischem Verwitterungsschutt mit Windkantern, gerundeten Geröllen und anderen Fremdkomponenten ermöglichte mir, die Grenze zwischen Verrucano und Altkristallin festzulegen.

b) Einzelne Gesteinsbeschreibungen

Aus verschiedenen Gneisvarietäten sind nachstehend drei typische herausgegriffen.

Zweiglimmer-Granitgneis

Fundort: auf ca. 3100 m Höhe am Ostgrat des Piz Sesvenna.

Makroskopischer Befund: Schwach laminiertes, heller Granitgneis mit bis 5 cm langen Kalifeldspäten (selten als Karlsbaderzwillinge ausgebildet). Der Muskowit und Serizit ist parallel den Schieferungsflächen

¹⁾ Die dunkle Färbung rührt vor allem von an den Korngrenzen fein verteiltem dunklem Pigment (Erz?) her.

angeordnet, der Biotit und die gewöhnliche Hornblende sind in Nestern angereichert. Die Kalifeldspäte sind milchig weiss, die Plagioklase gräulich.

Mikroskopischer Befund: Hauptgemengteile: Quarz, stark zersetzter Feldspat (vorwiegend Kalifeldspat).

Nebengemengteile: Muskowit, Biotit, Plagioklas, myrmekitischer Kalifeldspat, gewöhnliche Hornblende, Pyroxene, Zirkon.

Heller Muskowitgneis

Fundort: auf 2840 m ü. M. am NE-Grat des Piz Plazèr.

Makroskopischer Befund: Heller, ausgewalzter Gneis mit einigen Quarzaugen. Die Feldspäte sind grünlich. Dunkle Gemengteile fehlen fast vollständig.

Mikroskopischer Befund: Hauptgemengteile: Vorwiegend Quarz, neben Kalifeldspat (z. T. Mikroklin), Oligoklas und Muskowit.

Nebengemengteile: Serizit, Chlorit, Apatit, Erz.

Der Quarz löscht undulös aus und ist voller Flüssigkeitseinschlüsse. Der Kalifeldspat ist z. T. stark zersetzt und weist oft eine perthitische Entmischung in Albit auf. Das Gefüge ist ungleichkörnig granoblastisch mit einer starken Kristallisationsschieferung. Die Glimmer sind deutlich in den Schieferungsflächen eingeregelt.

Ausgewalzter grüner Quarzporphyr

Fundort: Am Fusse des Nordgrates des Piz Sesvenna unterhalb des Gletschers auf 2750 m ü. M.

Makroskopischer Befund: Grünes, stark verschiefertes Gestein mit viel Quarz, grünem Feldspat und wenig, rostig anwitterndem Erz. Muskowit und Serizit sind an die Schieferungsflächen gebunden.

Mikroskopischer Befund: Hauptgemengteile: Quarz, eine nicht näher bestimmte, sehr feinkristalline Grundmasse und stark zersetzter Kalifeldspat.

Nebengemengteile: Serizit, Muskowit, Chlorit, Erz. Der immer undulös auslöschende Quarz zeigt deutliche Resorptionserscheinungen und weist viele Flüssigkeitseinschlüsse auf. Das Gestein ist sehr stark verschiefert, die Quarzkörner sind oft zerbrochen und meist stark gestreckt.

2. Kristallin der Ötz-Schuppen

a) Allgemeines

Die Gipfel des Piz San Jon und Piz d'Immez werden durch Gneise und Granitporphyre aufgebaut. Diese Gesteine stellen kristalline Erosionsklippen der Ötzal-Decke dar. Der Ötzgneis ist im allgemeinen etwas dunkler als der Muskowitgneis des Sesvenna-Kristallins. Dieser Farbunterschied wird durch das dunkle Pigment an den Korngrenzen und durch das rostige, dunkle Anwittern des Erzes erzeugt. Der Chemismus dieser Gneise wurde von GRUBENMANN untersucht. Ich verweise auf TARNUZZER und GRUBENMANN (1911), die eine Analyse des dem Gneis vom Piz San Jon und Piz d'Immez völlig entsprechenden Gneises vom Plateau da Rims veröffentlichten. Am Ostgipfel des Piz d'Immez tritt diskordant im Gneis ein Gang von Granitporphyr auf. Erstaunlich ist, dass dieser Porphyr absolut ungeschiefert ist, im Gegensatz zu dem oben erwähnten Quarzporphyr im Sesvenna-Kristallin. Man darf wohl annehmen, dass erst nach einer ersten Verschieferung des Gneises dieser vom Granitporphyr durchschlagen wurde, der Porphyr also vermutlich jungpaläozoisches Alter aufweist. SPITZ und DYHRENFURTH (1915) beschreiben diesen Granitporphyr als Quarzporphyr, z. T. als Dioritporphyr. Ich kann dieser Ansicht nicht folgen, da das Vorkommen eindeutig gangartig ist. Ich fand auch kein dioritartiges Gestein. Der dem Dioritporphyr auf der SPITZschen Karte entsprechende Granitporphyr ist wohl viel dunkler und weniger frisch als derjenige weiter östlich, doch

beruht dies nur auf der starken rostigen Verwitterung der Erzeinschlüsse. Auch dieser dunkle, braune Granitporphyr weist zahlreiche Quarzeinsprenglinge auf.

b) Gesteinsbeschreibung

Granitporphyr

Fundort: Piz d'Immez, Ostgipfel.

Makroskopischer Befund: Massiges, helles, ungleichkörniges Gestein vor allem aus Quarz, milchig-weißen bis bläulichen Feldspäten und wenigen dunklen Bestandteilen, mit Schollen von dunklerem, feinkristallinem Porphyr mit grösseren Quarzeinsprenglingen.

Mikroskopischer Befund: Hauptgemengteile: Quarz, stark zersetzter Orthoklas und feinkristalline Grundmasse.

Nebengemengteile: Stark zersetzter Plagioklas, Chlorit (Pennin), Serizit, gewöhnliche Hornblende, Biotit.

Die Quarzeinsprenglinge weisen Böhmische Streifungen auf und zeigen deutliche Resorptionserscheinungen. Der Quarz löscht stark undulös aus. Der Chlorit zeigt eine anomale stahlblaue Interferenzfarbe. Die Struktur ist porphyrisch. Schollen und Matrix unterscheiden sich nur durch die Korngrösse (siehe Fig. 3).

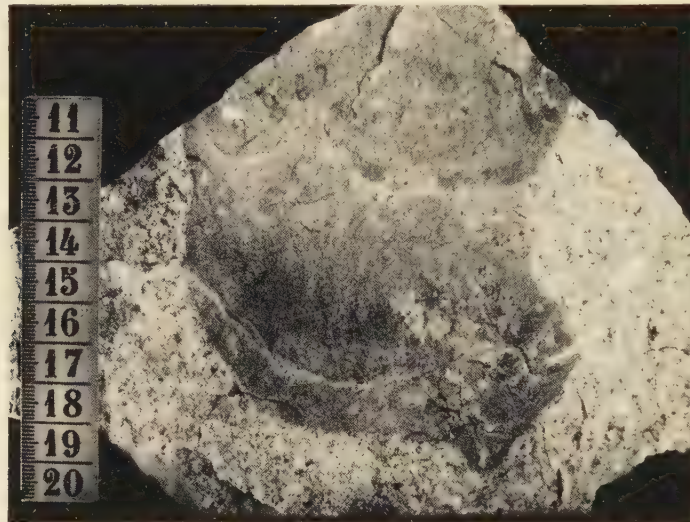


Fig. 3: Granitporphyr vom Ostgipfel des Piz d'Immez. Deutlich ist im hellen, grobkörnigen Granitporphyr eine dunkle, feinkörnige Scholle zu erkennen.

II. Sedimente

Für die zu besprechenden Formationen werden folgende Bezeichnungen verwendet:

«Malm» evtl. Dogger?	Aptychenkalk
«Dogger»?	Breccie des Piz d'Immez
«Lias»	Liasschiefer, Allgäuschiefer
	Liaskalk
	Liasbreccie

Norien	Hauptdolomit
Carnien	Raiblerschichten
Ladinien	
Anisien	
Permo-Werfénien	Campilerschichten
	Buntsandstein
	Verrucano

Die Stufennamen werden nicht im eigentlichen, chronologischen Sinn verwendet, da die den verschiedenen Formationen zugewiesenen Alter oft nicht durch Fossilfunde belegt werden konnten. Wo berechnete Zweifel an der Richtigkeit der Benennung auftreten, werden die Namen in Anführungszeichen gesetzt.

Auf eine neue Namengebung für bestimmte Formationen wird verzichtet, weil dadurch Vergleiche mit älterer Literatur erschwert würden. Wo es notwendig erscheint, wird in den einzelnen Abschnitten die Namensgebung speziell diskutiert.

Alle Karbonatbestimmungen wurden komplexometrisch durchgeführt.

A. PERM UND TRIAS

1. Permo-Werfénien

a) Allgemeines

Wie in der Berner Schule – HEGWEIN (1927), BURKHARD (1953) und TORRICELLI (1956) – üblich, wird in der vorliegenden Kartierung Perm und Werfénien nicht getrennt ausgeschieden. Wegen der Seltenheit und des schlechten Erhaltungszustandes der permischen und untertriadischen Fossilien lässt sich keine paläontologisch belegte Grenze zwischen diesen beiden Formationen ziehen.

Auch die fazielle Unterteilung in «Verrucano» und «Buntsandstein» ist fragwürdig, da diesen beiden Bezeichnungen eine chronologische Bedeutung anhaftet. KARAGOUNIS (1962) zieht die Grenze zwischen Verrucano und Buntsandstein beim ersten Auftreten einer Schichtung. Wir können dieser Methode nicht folgen, da wir, wie auch KARAGOUNIS weiter westlich, im Verrucano teilweise einen aquatischen Transport annehmen müssen und folglich – allerdings selten – Schichtung auftritt. INHELDER (1952) trennt die beiden Fazien durch Unterschiede in Korngrösse, Farbe und Kalkgehalt. Eine Kombination dieser vier erwähnten Kriterien wird wohl am besten zu einer einigermaßen sicheren Abgrenzung der beiden Formationen führen. Es zeigt sich, dass diese Grenze heterotop verläuft, wie aus den stark wechselnden Mächtigkeiten und aus dem seitlichen Übergehen von Verrucano in Buntsandstein leicht ersichtlich ist.

Die Aufschlussverhältnisse im Permo-Werfénien sind durchwegs schlecht und die wenigen grösseren Aufschlüsse teilweise versackt, wie z. B. diejenigen auf der Nordseite des Mot da l'Hom.

Durchgehende Profile können keine aufgenommen werden, und das Korrelieren einzelner Profileile bietet grosse Schwierigkeiten, da ausgeprägte Leithorizonte fehlen.

Der Name «Campilerschichten» wird hier, da er in den meisten Arbeiten über die Engadinerdolomiten auftritt, ebenfalls angewendet; doch darf er, entgegen seiner Definition im Südtirol, nur als Faziesbegriff für den Übergang von Sand- zu Karbonatsedimentation – also kein bestimmtes Alter repräsentierend – aufgefasst werden.

b) Verrucano

Der Verrucano ist grün gefärbt, die ihn durchschlagenden Quarzadern milchig weiss bis orange. Die Schieferung ist ausgeprägt, die Geröllkomponenten oft gestreckt und zerbrochen. Grössere Gesteinskomponenten treten selten auf, ausser in den Aufschlüssen am NW-Hang des Mot da l'Hom, wo mehrere bis 8 cm lange, rötliche, stark gerundete Quarzporphyrgerölle gefunden werden können. Der Mineralbestand gleicht qualitativ demjenigen des Sesvenna-Gneises. Quarz überwiegt die Summe der anderen Minerale um das

Vier- bis Siebenfache. Grössere, gerundete Quarzfragmente sind häufig, das Verhältnis von Bruchflächen zu Rundungsflächen liegt an diesen Fragmenten bei 1:2. Korrodierte Quarze treten zahlreich auf. Die meistens unfrischen Plagioklase weisen einen Anorthitgehalt von bis 20% auf. Im Schliffbild lassen sich die weniger zahlreichen, nicht eingeregelt, detritischen Glimmer leicht von den an den Schieferungsflächen konzentrierten, authigenen unterscheiden. Die Abnahme der Korngrösse gegen oben ist offensichtlich. Die Mächtigkeit des Verrucanos übersteigt am Mot da l'Hom 350 m nicht, auf der Nordseite des Val Sesvenna beträgt sie maximal 80–100 m.

Gesteinsbeschreibungen

α) Graugrüner, verschieferter Quarzit mit orangen Quarzadern:

Fundort: NW-Flanke des Mot da l'Hom, Koord. 822.925/178.575.

Makroskopischer Befund: In gleichkörnig-verschieferter Quarzit (grösster Korndurchmesser 3,5 mm) sind gut gerundete Kieselgerölle von bis 2,5 cm Durchmesser eingelagert. Die Grundmasse ist quarzitisches Quarzadern, die das Gestein quer zur Schieferung durchschlagen, weisen keine Verschiebung oder Scherklüftung auf.

Mikroskopischer Befund: Kieselgerölle: Diese sind z. T. zerbrochen. Eine deutliche, tektonisch bedingte Streckung parallel den Schieferflächen ist leicht zu erkennen.

Quarzit: Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz, Feldspat (Albit, Oligoklas und grosse Individuen von stark zersetztem und dicht mit Pigment bestäubtem Kalifeldspat) und feinkörnige, quarzitisches Matrix. Das Verhältnis von Quarz zu Feldspat beträgt ca. 8:1.

Nebengemengteile: Muskowit, Serizit, Erz, Apatit. Das Verhältnis von detritischem zu authigenem Glimmer beträgt 1:2. Die quarzitisches Matrix nimmt ca. 30% des Gesamtvolumens ein.

β) Graugrüner, stark verschieferter Quarzit:

Fundort: Ostgrat des Piz Cristannes 2915 m ü. M.

Makroskopischer Befund: Graugrüner, stark ausgewalzter, grobkörniger Quarzit mit viel hellem Glimmer an den Schichtflächen. Die Komponenten sind zum Teil schlierig-verschwommen, das Bindemittel quarzitisches.

Mikroskopischer Befund: Mineralbestand: Hauptgemengteile: Undulös auslöschender Quarz, ziemlich frischer Albit, Orthoklas, feinkristalline Grundmasse. Das Verhältnis von Quarz zu Feldspat beträgt 7:1, dasjenige von Kalifeldspat zu Plagioklas 1:1,5.

Nebengemengteile: Muskowit, Serizit, Erz, Biotit, perthitischer Feldspat.

Gefüge: Eine Schichtung ist im Schliff schwach erkennbar, sie steht in einem Winkel von 12° zur Schieferung. Bis 0,5 cm lange authigene Quarzlamellen sind parallel der Schieferung eingelagert.

c) Buntsandstein

Der Verrucano geht im Hangenden in einen sehr feinen und gleichkörnigen, graugrünen Quarzit mit einem durchschnittlichen Karbonatgehalt von 2,5% (2,3% Kalzit und 0,2% Dolomit) über. Eine ursprüngliche Schichtung ist selten erkennbar; wie weit sie aber durch eine zu ihr mehr oder weniger parallele Schieferung überprägt und ausgelöscht wurde, lässt sich schwer entscheiden. Dieses ca. 20–25 m mächtige Schichtpaket nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen der Verrucanofazies im Liegenden und der Buntsandsteinfazies im Hangenden ein. Es wird hier zum Buntsandstein gerechnet, da es vermutlich das Äquivalent zu BOESCHS unterem Buntsandstein s. str. bildet. Die Mächtigkeit dieser Quarzitphyllite ist im Gegensatz zu derjenigen des eigentlichen Verrucanos auf beiden Seiten des Val Sesvenna ungefähr die gleiche. Die besten Aufschlüsse liegen am Nordwestgrat des Piz Plazèr und am Ostgrat des Piz Cristannes. Selten sind einzelne weinrote, jaspisähnliche Quarzkörner mit Durchmessern von bis 1,2 cm eingestreut.

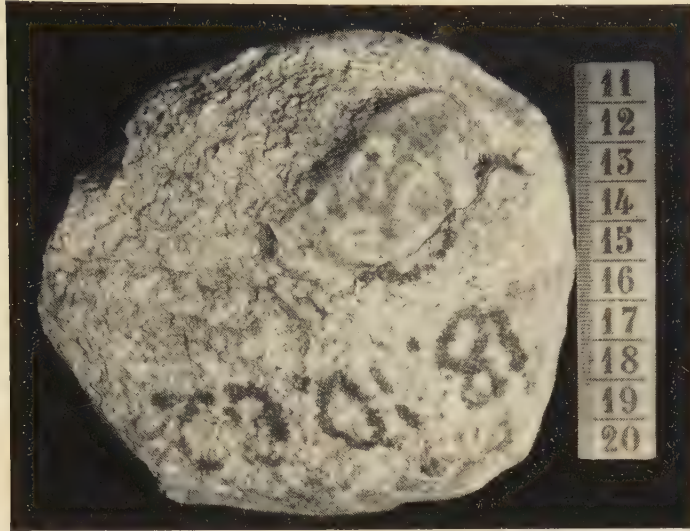


Fig. 4: Verrucanoquarzit; Fundort: Mot da l'Hom, Nordflanke Koord. 822.875/178.950. Ein 7 cm langes, eingestreutes Geröll im sonst gleichkörnigen Quarzit ist deutlich zu sehen. Die starke Verschieferung ist auffällig.

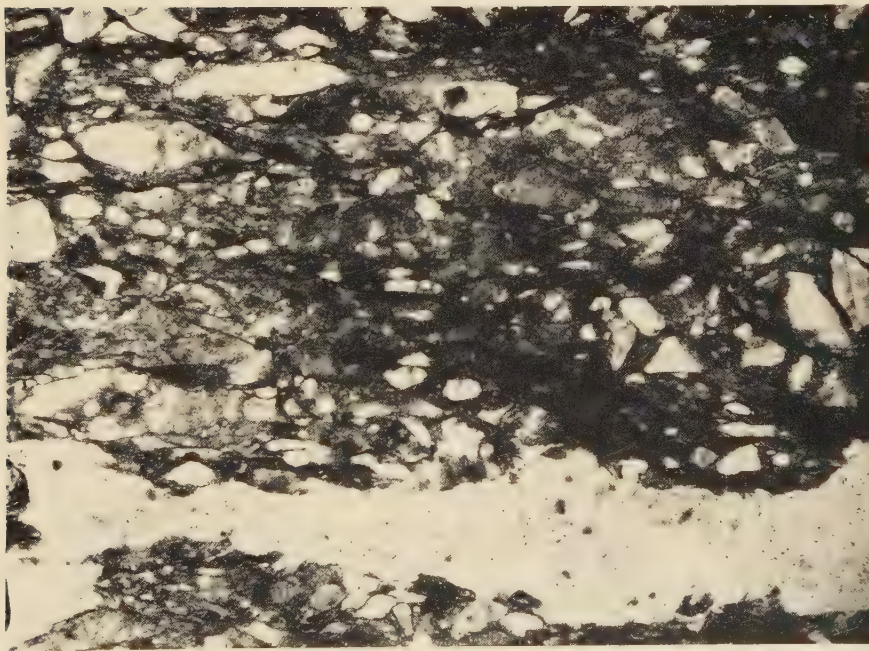


Fig. 5: Dünnschliffaufnahme von Buntsandstein südlich der ehemaligen Alphütte von Marangun (27mal vergrößert). Deutlich erkennt man die schwach gerundeten, hellen Quarzkörner im kalkigen Bindemittel. Die Schichtung ist deutlich. Im unteren Teil des Bildes ist eine parallel der Schichtung gewachsene authigene helle Quarzlamelle zu erkennen.

Gesteinsbeschreibung

Grüner Quarzitschiefer:

Fundort: Runse nördlich der ehemaligen Alphütte von Marangun, auf 2350 m ü. M.

Makroskopischer Befund: Sehr fein verschieferter Quarzit. Ausser Quarz lassen sich makroskopisch keine Mineralien bestimmen.

Mikroskopischer Befund: Mineralbestand: Hauptgemengteile: Undulös auslöschende Quarzkörner, quarzitisches Bindemittel.

Nebengemengteile: Muskowit, Kalifeldspat, Hämatit.

Die detritischen Quarzkörner sind schlecht gerundet. Die Schieferung verläuft parallel der Schichtung. Dieser Quarzit besteht zu gleichen Teilen aus Matrix und Komponenten. Grössere authigene Quarzlamellen und Glimmer sind keine vorhanden, die detritischen Muskowitplättchen selten und klein.

Im Hangenden gehen diese grünen Quarzitschiefer in gröberkörnige, weisse, braun anwitternde, feldspatreiche Arkosen über (siehe Fig. 5). Karbonatisches, vorwiegend kalkiges Bindemittel verdrängt das vorerst quarzitisches. Auffallend ist, dass analog den Verhältnissen am Munt la Schera der helle Buntsandstein mehr und frischere Feldspäte (Plagioklase und Orthoklase) enthält als die darunter liegenden Quarzitschiefer. Die Arkose ist gut geschichtet, Schrägschichtung tritt oft auf. Wir fanden in ihr am Fusse der untersten Felsstufe der Cornetsüdwand verkohlte, leider nicht mehr bestimmbare Pflanzenreste.

Diese weissen Arkosen entsprechen wohl Boesch's mittlerem, die feinkörnigen grünen, hier maximal 20 m mächtigen Quarzphyllite seinem oberen Buntsandstein s.str.

Darüber folgen einige Meter sehr feinkörnige, grüne, z. T. braun anwitternde, quarzitisches Schiefer mit wenigen grossen Rosaquarzkörnern.

d) Campilerschichten

Die Campilerschichten sind im Gebiet von S-charl nur selten vollständig vorhanden, oft finden wir in diesem Niveau eine tektonisch bedingte Schichtlücke.

Die äusserst unruhigen Faziesverhältnisse am Übergang von Sand- zu Karbonatgesteinen mit zahlreichen Wechseln von Sandstein zu Mergel und Spatkalken, teilweise auch mit Zwischenlagen von Rauh- wacke, sind ja auch zur Bildung von Scherflächen prädestiniert.

Ausser an der Ostseite des Piz Cristannes finden wir kein aufgeschlossenes Profil mit einem normalen, tektonisch wenig gestörten Übergang vom Buntsandstein in den anisichen Kalk.

Am Piz Cristannes finden wir folgende Verhältnisse: Die grünen, feinschiefrigen Quarzite werden von weissem, braun anwitterndem Kalksandstein mit dunkeln Knauern überlagert. Das Bindemittel im Sandstein ist karbonatisch, in den Knauern quarzitisches. Darüber folgt ein braun anwitternder, sandiger Dolomit mit einzelnen Späten und vielen, regellos verteilten, detritischen Quarzkörnern. Die Karbonatbestimmung ergab einen Dolomitgehalt von 64,4% und einen Kalzitanteil von 2,5%. Der Quarzanteil wurde im Schliff auf 25% geschätzt. Detritische Karbonatkörner und Ankerit fanden sich nicht.

Darüber folgen wenig mächtige, mergelige, dichte Kalke mit einigen quarzreichen Sandsteinlinien und zuoberst dichter, kalkiger Sandstein (grösster Durchmesser der Quarzsandkörner = 3 mm), der seitlich in eine dolomitisierte Echinodermenbreccie übergeht.

Rauhacken und Breccien, wie sie oft aus den Campilerschichten der südlichen und östlichen Engadinerdolomiten beschrieben wurden, fanden wir keine. Zu entscheiden, ob hier Rauhacken gar nie zur Ablagerung gelangten oder ob sie nachträglich durch tektonische Vorgänge ausgepresst wurden, bietet bei den ungünstigen, stark verwitterten Aufschlüssen am Piz Cristannes grosse Schwierigkeiten.

e) Permo-Werfénien der Schuppen an der Basis der Ötz-Decke

Eine Gliederung des Permo-Werfénien in diesen Schuppen ist grösstenteils wegen der teilweise bis auf 1 m reduzierten Mächtigkeit nicht mehr möglich. Der Mineralbestand unterscheidet sich von demjenigen des

normal auf dem Sesvenna-Kristallin auflagernden Permo-Werfénien kaum, doch fällt auf, dass Kristallinkomponenten in den Schuppen häufig sind und der Rundungsgrad geringer ist.

f) Stratigraphisches Profil

Aus mehreren aufgenommenen Profilen wird hier nur das einzige leicht begehbare, durchgehend aufgeschlossene dargestellt.

Profil durch Permo-Werfénien am Ostgrat des Piz Cristannes

Das Profil ist teilweise tektonisch reduziert, die einzelnen Mächtigkeiten repräsentieren nicht die in der S-charler Region üblichen; es werden daher nur die Höhenmeter und nicht die Dicke der einzelnen Schichten angegeben.

Anisischer Dolomit

2953 m ü. M.	Campilerschichten:	Sandiger Dolomit mit einzelnen Echinodermenquerschnitten.
2952 m ü. M.	Campilerschichten:	Z. T. kalkiger, oft dolomitischer Sandstein mit braun anwitternden Hornsteinknauern.
2951 m ü. M.	Campilerschichten:	Hellbrauner, kalkiger Sandstein mit bis 5 mm langen, runden Quarzkörnern, gut geschichtet.
2949 m ü. M.	Campilerschichten:	Graugrüne Quarzphyllite mit braunen, eisenschüssigen, dolomitischen Knauern.
2948 m ü. M.	Buntsandstein:	Feinkörnige, grüne Quarzitschiefer mit braunen Kalksandstein-Zwischenlagen.
2945 m ü. M.	Buntsandstein:	Heller Quarzsandstein mit karbonatischer Matrix, z. T. eisenschüssig und braun anwitternd.
2942 m ü. M.	Buntsandstein:	Gleich- und feinkörniger, grüner Quarzitschiefer mit einigen weinroten, grossen Quarzkörnern. Deutlich geschichtet. Ganz selten treten orange-rote Quarzgerölle auf. Das Bindemittel ist quarzitisch.
2940 m ü. M.	Verrucano:	Gleichmässig feinkörniger, graugrüner Quarzit mit einigen Quarzadern und ausgewalzten, bis 4 cm langen Kieselkomponenten.
2925 m ü. M.	Verrucano:	Grünes, stark verschiefertes, schlieriges Konglomerat mit Komponenten von bis 3,5 cm.
2920 m ü. M.	Sesvenna-Gneis:	Flasriger, stark verwitterter Muskowitgneis.

g) Zur Lithologie und Fazies im Permo-Werfénien

Der fließende Übergang vom frischen über verwitterten Gneis in den Verrucano lässt sich am besten durch eine Verwitterung der permischen Landoberfläche, ohne dass der Verwitterungsschutt abgeräumt wurde, erklären. Einige, allerdings nicht ganz eindeutige Windkanter wurden am Mot da l'Hom wenig südwestlich des Punktes 2461 gefunden. Ob es sich bei besonders feinkörnigen Partien im Verrucano eventuell um ursprünglichen Flugsand (vgl. BOESCH 1931) handelt, konnte nicht sicher entschieden werden. Als Ablagerungsmilieu zu Beginn des Verrucanos scheinen wüstenähnliche Verhältnisse am wahrscheinlichsten. Diese Vermutung wird erhärtet durch die äusserst schlechte Sortierung der Gerölle. Dies deutet auf einen Fanglomerattransport durch temporäre Bäche mit riesiger Schuttführung in Wadis hin. In den oberen Partien des Verrucanos tritt ab und zu Schichtung auf. Ein Aufschluss auf 2200 m am NW-Hang des Mot da l'Hom zeigt sogar schöne Schrägschichtung. Das vereinzelte Auftreten von Schichtung kann durch eine Zunahme der Feuchtigkeit im Ablagerungsgebiet, verbunden mit der Bildung von ständig fließenden Flüssen, erklärt werden.

Wir haben also im unteren Teil des Verrucanos Wüsten- und Fanglomeratablagerungen, im oberen fluviatile und fanglomeratartige.

Im Buntsandstein nimmt die Korngrösse gegenüber dem Verrucano ab, der Karbonatgehalt steigt und Schichtung tritt vermehrt auf. Wir finden einige Marken: Schrägschichtung, Rippeln, nachträglich wieder aufgefüllte Erosionsrinnen (siehe Fig. 6) und kleine Slumps. Eindeutige Lebensspuren liessen sich nicht nachweisen, fragliche Bohrgänge fanden wir im oberen Buntsandsteinkeil am Piz Cornet.

Die Seltenheit von Lebenszeichen bedeutet keinesfalls, dass der Ablagerungsraum des Buntsandsteines arm an Lebewesen war, da ein grober, oft wieder aufgearbeiteter und resedimentierter Quarzsand sich für die fossile Erhaltung von Spuren, Feinstrukturen und Lebewesen schlecht eignet.

Es herrschen also im Buntsandstein fluviatile, in seinen karbonatischen Partien vermutlich limnische Sedimente vor. Den Ablagerungsraum können wir uns am besten als ein flaches, seenreiches Gebiet mit

mäandrierenden Flüssen vorstellen. Ob bereits im Buntsandstein eine Verbindung mit dem offenen Meer vorhanden war, kann nicht mit Sicherheit ausgesagt werden; jedenfalls wäre der Buntsandstein in diesem Falle im litoralen Bereich abgelagert worden, wie aus den eingeschwemmten Blättern und Pflanzen und aus der mehrmaligen Aufarbeitung hervorgeht.

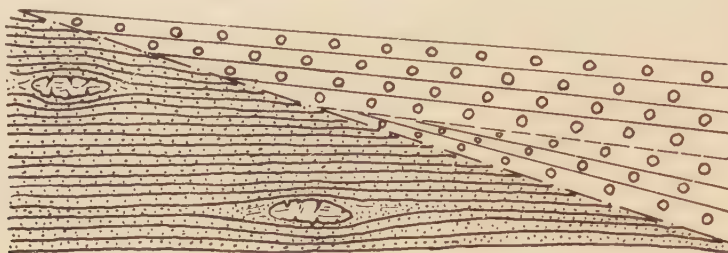


Fig. 6: Diskordanz in einer Erosionsrinne im feinkörnigen Buntsandstein am Fusse der untersten Felsstufe der Cornet-Südwand. Das Füllmaterial ist grobkörnig. In der Füllung ist eine Erosionsdiskordanz 2. Ordnung zu erkennen. Im feinkörnigen Buntsandstein sind zwei ca. 2 cm lange, parallel der Schichtung eingeregelter Quarzgerölle eingelagert (ca. $\frac{1}{2}$ nat. Grösse).

Die Ausbildung der Campilerschichten deutet stark auf ein marines, untiefes, neritisches Ablagerungsmilieu hin. Häufiger Wechsel von Sand zu Karbonatsedimentation, kleine submarine Rutschungen (Slumps), seitliches Übergehen von wohlgeschichteten in absolut ungeschichtete Bänke und Schrägschichtung lassen auf unruhige Sedimentationsbedingungen und starke Strömungen schliessen. Gegen Ende des Werfénien schaltet sich in die grosse Transgression des Anismeeress eine sekundäre Regression ein, wie die Rauhackenbildungen – die sogenannte «untere Rauhacke»¹⁾ – die weiter im Südwesten von S-charl oft an der Grenze gegen das Anisien auftreten, klar zeigen. In unserem Gebiet genügt die Verdunstung zur Rauhackenbildung nicht, jedenfalls war aber auch hier das Meer untief, wie aus der Echinodermenbreccienbildung im Grenzniveau hervorgeht.

Es gelang mir nicht, aus Messungen von Schrägschichtung und «Slumps» Fliessrichtungen und Hangneigungen zu rekonstruieren, da die Resultate zu stark streuen. Ein Herkunftsgebiet des terrestrischen Materials und eine paläogeographische Karte des Perms und der Untertrias können hier nur durch regionale Überlegungen unter Berücksichtigung der Mächtigkeitsschwankungen und der Fazieswechsel konstruiert werden.

2. Anisien

a) Allgemeines

Eine durch Leitfossilien sicher belegte Altersbestimmung gelang mir im Anisien nicht; für ältere Fossilfunde wird auf SPITZ & DYHRENFURTH (1915) verwiesen. Das Alter der ganzen Serie erscheint aber durch alle bis jetzt gefundenen Fossilien und durch lithologische Vergleiche gut gesichert. Die Hangendgrenze bildet die «mittlere Rauhacke»¹⁾, welche die anisischen Kalke im Liegenden von den durch zahlreiche Grünalgenfunde eindeutig dem Ladinien zugewiesenen Dolomiten trennt. Die Abgrenzung gegen die Campilerschichten im Liegenden ist schwierig, da in unserem Gebiet die «untere Rauhacke»¹⁾ fehlt. Wir stellen daher die über den Campilern liegende, auf eine wenig ausgeprägte Regression hindeutende Echinodermenbreccie an die Basis des Anisien.

Die von J. BUERGI (1934) in seiner unveröffentlichten Diplomarbeit vorgeschlagene Dreiteilung in die rötlichbeigen Kalke oben, die mausgrauen, klingenden Kalke in der Mitte und die dolomitische Serie mit der Echinodermenbreccie unten lässt sich gut durchführen. Sie gilt aber nur in dem eng umgrenzten Gebiet zwischen Sursass im Osten und S-charl im Westen. INHELDER (1952) konnte sie schon wenige Kilometer südlich S-charl nicht mehr anwenden. Auch muss festgehalten werden, dass diese Dreiteilung nicht unbedingt

¹⁾ Die Bezeichnungen «untere und mittlere Rauhacke» wurden von den älteren Autoren für die Rauhackenbildungen zwischen Werfénien und Anisien bzw. Anisien und Ladinien gebraucht.

jener in der Ducan-Trias entspricht (EUGSTER 1923). Obwohl die unterste Abteilung des S-charler Anis den Gracilisschichten im Ducangebiet stark gleicht, sind doch im mittleren und oberen Anisien einige Unterschiede zwischen den beiden Fazies vorhanden.

Die aus mehreren verschiedenen Profilen konstruierte Normalabfolge sieht von unten nach oben wie folgt aus:

Unteres Anisien:

- 5 m sandiger Dolomit, mit zahlreichen Echinodermenstielgliedern. Oft geht er in eine reine, dolomitische, dunkle Echinodermenbreccie über. Quarzkomponenten treten nur noch vereinzelt auf. In den Profilen am Mot da l'Hom und südlich Marangun ist die Echinodermenbreccie nicht dolomitisiert.
- 3 m beigebraun anwitternde Kalkschiefer. (In mehreren Profilen sind diese Schiefer ausgequetscht oder waren nie vorhanden.)
- 20 m braun anwitternde, oben dick-, unten dünnbankige, sandige Dolomite mit ausgeprägter Feinschichtung. Im unteren Teil tritt in der Feinschichtung oft eine Wechsellagerung von Quarzit und Dolomit auf (siehe Fig. 7 und 8). Gradiierungen, «load casts», Durchtropfungsstrukturen und «Slumps» im Bereich der Feinschichtung werden durch die Verwitterung sehr gut herauspräpariert. Typische, rote Tonhäute begrenzen die Bankungsflächen. Dieser Dolomit eignet sich gut als Leithorizont; er wurde in älteren Publikationen, wegen seiner braunen Anwitterung, oft als Eisendolomit beschrieben, doch enthält er nur wenige Hämatitschüppchen und keinen Ankerit.
- 15 m hell und karrig anwitternder, massiger, dickbankiger Dolomit, an frischen Bruchflächen dunkelgrau. Gegen oben zu geht der Dolomit in einen gleich aussehenden Kalk über.

Die unteranisischen Dolomite fehlen in zahlreichen Profilen. Dieser massige, relativ starre Dolomitmörper verhält sich tektonischer Beanspruchung gegenüber ganz anders als die ihn überlagernden, viel plastischeren Kalkschiefer. Daher ist diese Schichtlücke grösstenteils tektonisch bedingt.

Mittleres Anisien:

- 10 m weiss anwitternder, hellgrauer, ziemlich dickbankiger, dolomitischer Kalk mit zahlreichen Tonhäuten und schöner Feinschichtung.
- 5 m mittelgrauer, dolomitischer Kalk; teilweise weist dieser Kalk keine Feinschichtung auf; der Dolomit ist dann in bis 1 cm langen, hellen Konkretionen angereichert. Teilweise weist er eine durch Wechsellagerung von dolomitreichen und dolomitarmen Schichten gebildete Feinschichtung auf.
- 30 m klingender, plattiger, mausgrauer, schiefriger Kalk, z. T. mit weissen und orangeroten Kalzitadern. Dünne Tonschieferzwischenlagen schalten sich ab und zu ein. Im Westen, am Mot Madlain, wird dieser plattige Kalk durch dunkelgrauen, gut gebankten, an Tonhäuten reichen Kalk mit schöner Feinschichtung und – auf Schichtflächen deutlich erkennbaren – Rippelmarken ersetzt.

Oberes Anisien:

- 10 m vorwiegend beigebraune, z. T. graue, plattige Kalke mit dunkel anwitternden Knauern von grobspätigem Kalzit und Hornstein.
- 18 m beige, z. T. poröse, plattige Kalke mit einigen braunen Tonschieferlagen.
- 12 m rötlichbeiger und grauer Kalk, teils gebändert, teils sandig, teils porös.
- 0–8 m gelbbraune Rauhwacke. Dieser Horizont fehlt oft, da er leicht tektonisch ausgequetscht wird.

b) Lokale Abweichungen vom Normalprofil

Im Osten unseres Gebietes, am Mot Madlain, weicht die Fazies von der beschriebenen Normalausbildung etwas ab. An Stelle der plattigen, schiefrigen, treten gut gebankte, feingeschichtete, massige Kalke auf. Die Aufnahme von vollständigen Profilen wird am Mot Madlain durch die schlechten Aufschlussverhältnisse und den üppigen Legföhrenbestand sehr erschwert. Die Grenze zwischen der oberen, beigebraunen Kalkserie und der grauen, mittleren Serie lässt sich jedoch vor allem in den künstlichen Aufschlüssen der aufgelassenen Bergwerke mit Leichtigkeit festlegen. Die mausgrauen Kalke erreichen hier eine Mächtigkeit von bis 70 m, die beigen von 40 m.

In den Falten des Piz Cornet finden wir wegen des äusserst plastischen Verhaltens der Kalkschiefer und der häufigen Abscherungen kein einziges durchgehendes Profil. Die sehr differenzierte Abfolge ermöglicht jedoch, die verschiedenen Profiltile ohne Mühe mit dem Normalprofil zu korrelieren. Südlich Marangun liegt eine tektonisch stark reduzierte Schichtfolge vor: Die Campilerschichten werden normal von einer Dolomitspatbank überlagert, darüber folgt der hier auf 2 m reduzierte, braunbeige, quarzreiche, feingeschichtete Dolomit und diskordant darüber die mausgrauen Kalkschiefer des mittleren Anisien.

Im Val Cristannes weist der mausgraue, klingende Kalk eine Mächtigkeit von bis 50 m auf, die ihn überlagernden beigen Kalke dagegen sind stark reduziert. Nordöstlich der in der Karte eingetragenen Fossilfund-

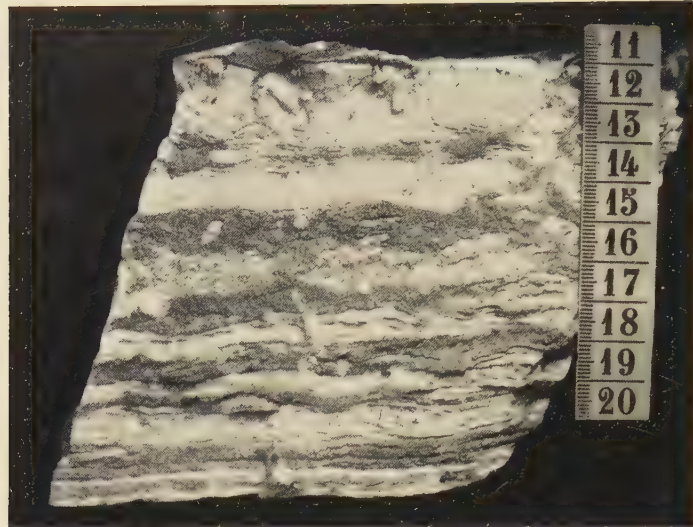


Fig. 7: Unteranisicher, quarzreicher Dolomit; Fundort: Ostgrat des Piz Cristannes.
Das Bild zeigt die Wechsellagerung von dunklem Quarzsandstein mit Dolomit und zahlreiche primäre Erosionsdiskordanzen in der Feinschichtung.



Fig. 8: Lackfilmaufnahme¹⁾ des in Fig. 7 abgebildeten Handstückes.
Die hellen Körner bestehen aus Quarz, die dunklen Partien aus Dolomit. Die Gradierung der Quarzkörner kommt deutlich zum Ausdruck (2mal vergrößert).

¹⁾ Die Lackfilme wurden nach der von E. J. BUEHLER 1948 im J. Sed. Petrol., vol. 18, publizierten Anleitung gemacht. In der demnächst erscheinenden Dissertation von Herrn cand. geol. H. THALMANN wird die Methodik der Lackfilme an Karbonatgesteinen ausführlich beschrieben.

stelle liegt der ladinische Dolomit direkt über dem mittelanisischen, mausgrauen Kalk. Die hellbeigen Kalke wurden hier abgeschert.

Die Mächtigkeit der «mittleren Rauhwacke» schwankt von 0 bis 10 m. Diese grosse Schwankung ist wegen der hohen Mobilität einer Rauhwacke bei jeder tektonischen Beanspruchung leicht verständlich. Die bedeutendste Mächtigkeit erreicht diese Rauhwacke am Nordgrat des Piz Cristannes auf 2915 m.

In den Schuppen des Rimsplateaus ist das Anisien viel monotoner ausgebildet; eine Gliederung wird unmöglich. Die ganze Schichtreihe besteht aus graubraunen, schiefrigen Kalken mit vielen Hornsteinknaurn. Im Feld ist die Trennung dieser Anis-Serie vom Aptychenkalk oft recht schwierig. Die grossen Mächtigkeitsschwankungen im Anisien der oberen Schuppen sind durchwegs tektonisch bedingt.

c) Fossilfunde

Wir fanden leider sehr wenige Fossilien. Bei der in der Karte markierten Fossilfundstelle im Val Cristannes (Koord. 826.687/180.800) wurden die folgenden Fossilien in zahlreichen, schlecht erhaltenen Exemplaren gefunden: Kleine silifizierte Steinkerne von Gastropoden (maximale Länge 0,6 cm, 5 Windungen; Apicalwinkel: 13,5°) und Steinkerne von kleinen Pelecypoden. Weder die Gastropoden noch die Lamellibranchiaten erlauben auch nur eine generische Bestimmung. An der Fossilfundstelle, wenig nördlich des Cristannes-Ostgrates, auf 2960 m ü.M., wurde neben Crinoidenquerschnitten und Echinodermenstieli gliedern ein schlecht erhaltener und absolut unbestimmbarer Ceratitenquerschnitt gefunden.

d) Detailprofil

Piz Cristannes-Ostgrat über Pkt. 3050 (Rimsspitze).

Dieses Profil schliesst an das weiter oben beschriebene durch das Permo-Werfénien an. Trotzdem es schon von SPITZ & DYHRENFURTH (1915) und in neuester Zeit auch von HESS (1962) aufgenommen wurde, wird es hier noch einmal beschrieben, da meine Aufnahme ziemlich stark von den beiden erwähnten, schematisierten Darstellungen abweicht.

Unter dem ladinischen Dolomit liegt:

Mittlere Rauhwacke:

0,8 m sehr poröser, löchriger, gelblichbeiger Kalk (in der Nordostwand des Piz Cristannes wird dieser poröse Kalk durch 2 m Rauhwacke ersetzt).

Oberes Anisien:

10 m braunrötlicher, ziemlich grob gebankter, dichter Kalk mit roten Tönhäuten an den Schichtflächen.

0,5 m dunkelgrau-beige gebänderter, z.T. fleckiger Kalk mit einzelnen Stylolithen an den Schichtflächen.

3 m grauer, karrig anwitternder Kalk.

4 m vorwiegend rötlichbrauner, teilweise grauer, gebänderter Kalk mit weissen Kalzitadern und zahlreichen Stylolithen.

2,5 m gelbbeige, schlecht verkittete, zellig-poröse Kalkbreccie. Das Gestein gleicht stark einer Rauhwacke, führt jedoch keinen Gips.

6 m braunrötlicher bis grauer, plattiger, poröser Kalk mit wenigen Quarzkonkretionen.

0,05 m braune Tonschiefer, vermutlich unfrischer Tuffit.

20 m braunrötliche bis beige graue, klingende z.T. poröse, dolomitische Kalke. Der Dolomitanteil beträgt 26,6%, der Kalzitanteil 66%. Der Dolomit ist oft tropfenartig angereichert.

10 m beiger, sehr poröser Kalk.

Mittleres Anisien:

15 m mausgraue, klingende, z.T. tüpfelig anwitternde, plattige Kalke mit zahlreichen rötlichbraunen Tönhäuten und mehreren «Hardgrounds». Sehr schlecht erhaltene, unbestimmbare Steinkerne von Lamellibranchiern und Gastropoden wurden hier gefunden. Eine Karbonatbestimmung ergab 7,45% Dolomit und 85,95% Kalzit.

0,02 m Hardground.

1,5 m hellgrauer, fast weiss anwitternder Kalk.

1 m mittel- und hellgrau gefleckter, dolomitischer Kalk. Der Dolomit ist wolkenartig angereichert und bildet die hellgrauen Flecken im Gestein.

10 m hell anwitternder, auf frischen Bruchflächen mausgrauer, dickbankiger Kalk mit Tönhäuten an den Schichtflächen.

Unteres Anisien:

- 12 m weiss anwitternder, grobbankiger, grauer, massiger Dolomit mit Tonhäuten.
- 1 m kalkiger, bräunlicher Dolomit, mit fein verteilten Hämatitschüppchen.
- 2 m hell und karrig anwitternder, dunkler, massiger Dolomit, ohne Feinschichtung.
- 17 m braunbeige anwitternder, grobbankiger, sandiger, quarzreicher Dolomit mit zahlreichen roten Tonhäuten.
Die einzelnen Bänke weisen eine ausgeprägte Feinschichtung auf, die oft durch eine Wechsellagerung von Quarzit und Dolomit gebildet wird. Gradierungen, Schwereindrücke (load casts) und Rutschungsstrukturen im Zentimeterbereich sind sehr gut zu sehen (siehe Fig. 7 und 8).
- 3 m beigebraune Kalkschiefer, mit einzelnen Quarzknuern.
- 1,5 m bräunlich anwitternder Spatkalk, z. T. Echinodermenbreccie mit einzelnen schönen Crinoidenquerschnitten.
- 0,5 m sandig-spätiger, dunkler Dolomit mit einzelnen dolomitisierten Echinodermenstielgliedern.
- 4 m dunkler, sandiger, quarzreicher Dolomit mit einzelnen Späten. Quarzanteil 18%.

Campilerschichten

Das Anisien erreicht hier eine Mächtigkeit von 116 m.

e) Zur Lithologie und Fazies des Anisien

SPITZ & DYHRENFURTH (1915) unterschieden für die gesamten Engadinerdolomiten drei verschiedene Faziesräume; die S-charl-Serie würde nach dieser Einteilung zur Schlinig-Serie gehören. Da jedoch das Anisien in der Valle di Slingia (Schlinigtal) viel monotoner als bei S-charl ausgebildet ist – ganz ähnlich der Ausbildung in den Schuppen unter der Ötzüberschiebung – erscheint die Bezeichnung «S-charlerfazies» für die Ausbildung des Anisien beidseitig des Sesvennatales viel geeigneter.

Die Ausbildung in der S-charlerfazies wird charakterisiert durch das Zurücktreten der Dolomite im mittleren und oberen Anisien, durch die Feinschichtung des Kalkes mit Rutschstrukturen, «convolute bedding» und zahlreichen Marken im mittleren Anisien, durch die Gradierungen in der Basis der Dolomitserie und durch die Dolomit-Echinodermenbreccie zuunterst im Anisien.

Häufig tritt eine durch Wechsellagerung von hellem, dolomitreichem und dunklem, dolomitarmem Kalk hervorgerufene Feinschichtung auf.

Mehrere Karbonatbestimmungen ergaben folgende Durchschnittswerte:

Helle Schichten:	Dolomitanteil	12,3%
	Kalkanteil	83,4%
Dunkle Schichten:	Dolomitanteil	5,15%
	Kalkanteil	91,9%

Es wird auf das Kapitel über das Dolomitproblem verwiesen, in dem diese Resultate noch näher besprochen werden.

Meist treffen wir in dieser Feinschichtung ein unruhiges Schichtungsbild an. Konvolute Schichtung (convolute bedding) ist sehr häufig (siehe Fig. 9). Die einzelnen Feinschichten sind nicht unterbrochen, doch stark gefaltet. Schrägschichtung tritt oft auf. Strömungsrippeln sind selten, meist zeigen die Schichtflächen mehrere sich überlagernde Systeme von symmetrischen Rippeln.

In den mausgrauen, klingenden, plattigen Aniskalken fanden wir wiederholt an mehreren Stellen «Trockenrisse» (siehe Fig. 10). Ob es sich dabei um eigentliche Trockenrisse oder um submarine Schrumpfrisse handelt, liess sich nicht entscheiden.

Besonders die braunen, quarzreichen, oft schön gradierten unteranisischen Dolomite weisen viele syndimentäre Erosionsdiskordanzen auf; doch bilden auch diese Erscheinungen keine Hinweise auf eine terrestrische Erosion; viel eher handelt es sich um submarine Erosion durch Meeresströmungen.

All diese Schichtungsphänomene weisen auf ein litorales bis neritisches Ablagerungsmilieu mit vielen terrigenen Einschwemmungen und starken Strömungen zu Beginn des Anisien hin. Später traten die terrigenen Einflüsse zurück, das Meer wurde tiefer.

Ob während der Regression an der Grenze zum Ladinien das ganze Gebiet trocken lag oder ob nur zeitweilig die Verbindung zum offenen Meer abgerissen und die Verdunstung dermassen gross war, dass Gips ausgefällt wurde, liess sich nicht entscheiden.



Fig. 9: Feingeschichteter Kalk aus dem mittleren Anisien; Fundort: Mot Madlain.

Die Feinschichtung wird hervorgerufen durch eine Wechsellagerung von dolomitreichen, hellen und dolomitarmen, dunkeln Kalken. Convolute-bedding-Strukturen im Bereich der Feinschichtung sind gut sichtbar.

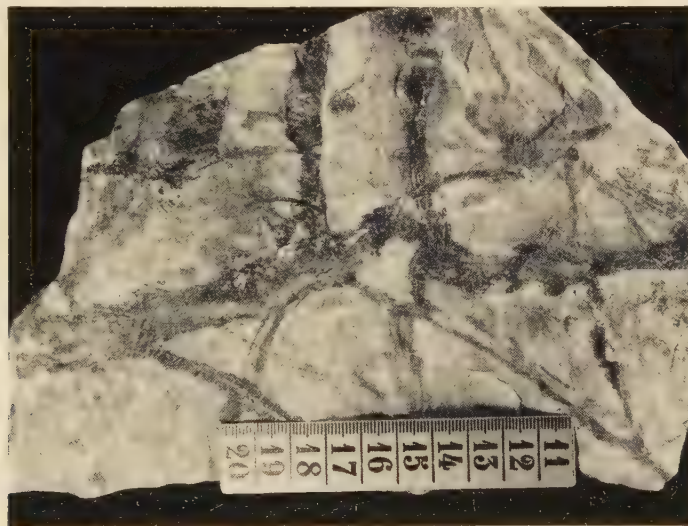


Fig. 10: Trockenrisse in einer Schichtplatte aus dem mittleren Anisien; Fundort: Val Cristannes, westlich des kleinen Gletschers.

3. Ladinien

a) Allgemeines

Im Liegenden wird das Ladinien, wie schon besprochen, durch die «mittlere Rauhwacke» begrenzt. Die Hangendgrenze wurde bis jetzt mit dem Übergang der ladinischen Dolomitfazies in die Raiblerfazies gezogen. Wie KARAGOUNIS (1962) und KELLERHALS (1962) feststellten, enthalten die plattigen, mergeligen, von Tonhäuten durchzogenen Dolomite an der Basis der Raiblerschichten und die sie überlagernden Zellendolomite Diploporen ladinischen Alters. Herr Dr. E. GASCHÉ in Basel war so freundlich, mir in einigen Schliffen aus

diesem Niveau die Diploporen zu bestimmen. Er fand darin die *Diplopora* cf. *annulata* SCHAFH. var. *debilis* (GUEMBEL) PIA, welche für Ladinien leitend ist (siehe Fig. 11). Daher muss die Obergrenze des Ladinien an die Basis der carnischen Rauhwacke – der «oberen Rauhwacke» der älteren Autoren – gestellt werden.

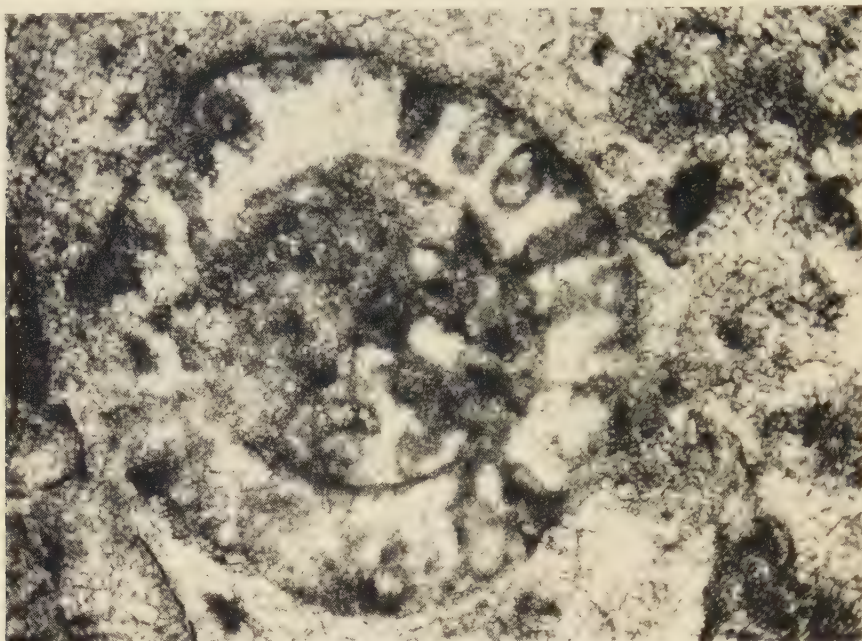


Fig. 11: Dünnschliffphoto eines Querschnittes durch *Diplopora* cf. *annulata* SCHAFH. var. *debilis* (GUEMBEL) PIA (66mal vergrößert).

Fundort: Bei der in der Karte eingetragenen Fossilfundstelle auf der Nordseite des Mot Madlain.

Die ladinische Abfolge ist charakterisiert durch das fast vollständige Zurücktreten von Kalk zugunsten des Dolomites, durch grobe Bankung, ausgeprägte Feinschichtung, die weit verbreitete Algenfauna und – im oberen Ladinien – durch zahlreiche Hornsteinknauer und Konkretionen. Vom Hauptdolomit lässt sich der ladinische im Handstück kaum unterscheiden, beim Kartieren ist eine Verwechslung jedoch, ausser vielleicht in den Schuppen an der Basis der Ötzüberschiebung, nicht möglich, da der norische Dolomit im allgemeinen stärker durchadert ist und heller anwittert.

Das ladinische Schichtpaket liegt selten normal auf dem anisischen; dies beruht auf dem verschiedenen Verhalten der plastischen Aniskalke und der starren ladinischen Dolomitkörper bei tektonischer Beanspruchung. Normale Übergänge von Anisien zu Ladinien finden wir an der Ost- und Südostseite des Piz Cristannes.

Die ladinische Schichtabfolge lässt sich leicht dreiteilen in:

- die oberen, mergeligen Grenzdolomite und Zellendolomite,
- die mittleren, hell anwitternden, gleichmässig gebankten Dolomite mit vielen Quarzknauern,
- die unteren, dunkleren Dolomite.

Bei jeder Feldbegehung fällt schon aus grosser Distanz der Farbunterschied zwischen der unteren und mittleren Dolomitserie auf. Da sich jedoch diese beiden Serien nur durch verschiedene Färbung und etwas andere Bankung unterscheiden und die Trennung zeitlich nicht genau fixiert ist, möchte ich diese Gliederung bei den folgenden Profilbeschreibungen nicht anwenden.

Bedeutende Fazieswechsel treten im Ladinien in unserem Aufnahmegebiet nicht auf; es kann daher auf die Wiedergabe einer schematischen Schichtabfolge verzichtet werden.

Im Westen, am Mot Madlain, ist die Schichtabfolge detaillierter und leichter zu gliedern als im Osten, im Val Cristannes. In den Schuppen am Piz San Jon und bei den Lais Rims liegt eine tektonisch stark gestörte und reduzierte Schichtabfolge vor. Dort ist eine Gliederung unmöglich.

b) Detailprofile

1) Profil vom Gipfel des Piz Cristannes über den Ostgrat an dasjenige durch das Anisien anschliessend:

Gipfel des Piz Cristannes, 3092 m ü. M.

Ladinien:

- 20 m hell anwitternder, grobbankiger, ungeschichteter, mittelgrauer Dolomit mit einzelnen Tonhäuten. Dicke der einzelnen Bänke: 15–80 cm, wenig ausgeprägte tektonische Diskordanz.
- 10 m hell anwitternder, massiger Dolomit mit einzelnen Tonhäuten und gelegentlich mit unbestimmbaren Diploporen. Einzelne Bänke weisen Feinschichtung, die zum Teil in Primärbreccien übergeht, auf. Ein Materialunterschied zwischen Komponenten und Matrix besteht in diesen Primärbreccien nur insofern, als die Komponenten, im Gegensatz zur Matrix, Feinschichtung aufweisen. Die Mächtigkeit der Bänke bleibt in den Primärbreccien konstant.
- 1 m hellgrauer Algendolomit. Darin fanden sich Diploporen, die als *Diplopore cf. annulata* SCHAFFH. var. *debilis* (GUEMBEL) PLA bestimmt werden konnten. Algenreste sind z. T. gesteinsbildend. Neben Algen wurden noch einige unbestimmbare Lamellibranchier gefunden.
- 30 m dunkelgrauer, mittelgrau und karrig anwitternder, zuckerkörniger Dolomit, gegen oben sandig. Dolomitspatadern durchsetzen diese Bänke. Eine Karbonatbestimmung ergab: 88,3% Dolomit, 6,5% Kalzit.
- 3 m grobsandiger, hellgrauer Dolomit, mit zahlreichen, unbestimmbaren Gastropodentrümmern, oben mit teilweise gradiert Feinschichtung. Eine Karbonatbestimmung dieser Gesteine ergab: 89,9% Dolomit, 6% Kalzit.
- 1,5–3 m plattiger, feingeschichteter; heller Dolomit.
 - 1 m hellgrauer, massiger Dolomit mit zahlreichen, gut erhaltenen Algen (*Diplopore annulata*).
 - 2 m dunkler, massiger Dolomit.
 - 5 m heller, dichter, ungeschichteter Dolomit, grobbankig.
 - 8 m sandiger, graubraun anwitternder, dunkler Dolomit mit einigen Lagen von Primärbreccien. In den Breccien ist das Bindemittel grobkörniger als die Komponenten. Wenige unbestimmbare Schalenrümmer.
 - 5 m hellgrauer, massiger Dolomit mit roten Tonhäuten. Einige Bänke weisen Feinschichtung und Primärbreccien auf.
- 15 m dunkler «Würmlidolomit» mit sandigem, feingeschichtetem Dolomit.
- 10 m zuckerkörniger, dunkler, ungeschichteter Dolomit.
 - 2 m dunkelgraue Kalkschiefer, gegen oben in grobsandigen Dolomit übergehend.
 - 2 m dunkler, feingeschichteter Dolomit mit zahlreichen «slump»-Strukturen.
- 0,05 m braune bis grüne «Tuffite» (vgl. S. 20 ff.).
- 2,5 m mausgrauer, hell anwitternder, kalkiger Dolomit mit Feinschichtung. Primäre Erosionsdiskordanzen sind zahlreich. Die Feinschichtung wird oft unterbrochen durch synsedimentäre Erosionsrinnen. Diese sind mit Primärbreccien angefüllt. Eine Karbonatbestimmung ergab: 65,3% Dolomit, 28,5% Kalzit.

«mittlere Rauhwacke»

Dieses Profil weist eine Mächtigkeit von 130 m auf. Es fehlen durch Erosion nach oben hin ca. 20 m hell anwitternde, gut gebankte Dolomite mit einigen Hornstein- und Tonschieferlagen (Tuffit?), darüber die in unserem Gebiet wenig mächtigen (ca. 12–25 m) oberladinischen Dolomite in Raiblerfazies – dünnbankige, mergelige, helle Dolomite – und zuoberst die in ihrer Mächtigkeit stark – von 3 bis 20 m – schwankenden Zellendolomite. Ein theoretisches Gesamtprofil würde am Piz Cristannes die Mächtigkeit von 160–180 m erreichen.

2) Profil im Val Cornet der Bachrunse entlang:

Carnien: Rauhwacke.

Ladinien:

- ca. 10 m dunkler, sehr poröser Zellendolomit mit Diploporen (*Diplopore cf. annulata* SCHAFFH.). Der Gips ist beinahe völlig aus diesem Gestein ausgewaschen. Es gleicht makroskopisch einem Tektonit. Die Mächtigkeit lässt sich nicht genau bestimmen, da der Übergang zur carnischen Rauhwacke nicht aufgeschlossen und tektonisch gestört ist.
- 7,5 m dünnplattige, beige, mergelig-kalkige Dolomite, vollständig von Tonhäuten durchdrungen. Eine Karbonatbestimmung ergab: 66,8% Dolomit, 14% Kalzit.
- 20 m plattige, mittelgraue, beige und hellgrau anwitternde, dichte Dolomite mit Tonhäuten an den Schichtflächen. Einzelne Platten und Bänke weisen schöne Feinschichtungsstrukturen auf.

- 10 m sehr dichter, plattig bis bankiger, rekristallisierter Dolomit ohne Feinschichtung.
 - 8 m leicht sandiger, mausgrauer, monotoner Dolomit mit einzelnen Quarzknuern und zwei 0,5–3,5 cm dicken «Tuffitlagen».
 - 0,7 m blauschwarze Hornsteinbank.
 - 1 m leicht sandiger, massiger Dolomit.
 - 0,05–0,1 m «Tuffitlage».
 - 9 m massiger, sandiger Dolomit.
 - 4 m plattiger, mittelgrauer, ungeschichteter, schwach geädert Dolomit mit einzelnen Quarzknuern und -bändern und zwei dünnen «Tuffitlagen». Die wenigen Diploporen in diesem Dolomit sind silifiziert.
 - 0,3 m blauschwarze Hornsteinbank.
 - 8 m dunkelgrau bis beige, massiger Dolomit mit kleinen Quarzknuern und zwei dünnen «Tuffitlagen».
 - 22 m sehr hell und karrig anwitternder Dolomit mit Tonhäuten und Stylolithen an den Schichtflächen. Die zahlreiche «slump»-Strukturen aufweisende Feinschichtung wird teilweise durch eine Wechsellagerung von ooidischem mit dichtem Dolomit hervorgerufen. In Nestern treten Primärbreccien auf.
 - 4 m hellgrauer, dichter Dolomit.
 - 5 m hellbeige anwitternder, an frischen Bruchflächen mausgrauer Dolomit mit silifizierten Diploporen und unbestimmbaren Gastropodensteinkernen.
 - 3 m weiss anwitternder, mittelgrauer Dolomit mit Tonhäuten und Primärbreccien.
 - 4 m hell anwitternder, mittelgrauer, z. T. oolithischer Dolomit mit Diploporen.
 - 25 m karrig, braungrau anwitternder, oolithischer, feingeschichteter Dolomit voller Diploporen – sie sind teilweise gesteinsbildend – und mit einigen unbestimmbaren Steinkernen von Gastropoden und Schalenentrümmern von Lamellibranchiern. Slump-Strukturen und primäre Erosionsdiskordanzen treten oft auf.
 - 2 m Schutt.
- Anisien: Kalkschiefer, diskordant unter dem Ladinien.

Die Auflagerung des Ladinien auf dem Anisien ist nicht direkt aufgeschlossen. Die «mittlere Rauhwaacke» und die untersten Ladindolomite sind abgeschert. Das aufgeschlossene Profil weist eine Gesamtmächtigkeit von 131 m auf.

c) Beschreibung der «Tuffite» und Hornsteine

Alle «Tuffit»-Horizonte, die vor allem im oberen Ladinien auftreten, sehen genau gleich aus und erreichen selten eine Mächtigkeit von über 10 cm. Es sind fleckige, braun-grün-graue, muschelrig brechende, deutlich geschichtete, tonschieferähnliche, harte Gesteine (siehe Fig. 12). Makroskopisch lassen sich keine einzelnen Mineralien bestimmen. Im Dünnschliff erkennen wir folgenden Mineralbestand: Quarz, Feldspat, Serizit, Erz und eine dichte, glimmerreiche Grundmasse. Als Nebengemengteile treten auf: Zirkon, grüner Turmalin, Biotit. Die Struktur ist ähnlich derjenigen eines Tuffites. Vorwiegend eckige, seltener gerundete, kleine Quarz- und Feldspatkörner schwimmen in einer äusserst feinkristallinen Grundmasse. Die fein pigmentierten Feldspäte sind oft – vor allem entlang den Spaltrissen – vollständig in Serizit umgewandelt. Das Erz ist schlierenartig parallel der Schichtung angereichert. Der Serizit ist in Nestern konzentriert; es scheint sich hierbei um vollständig in Glimmer umgewandelte, nicht mehr bestimmbare Mineralkörner zu handeln.

Eindeutige Kriterien für die tuffitische Natur dieser Gesteine wurden nicht gefunden; doch die Struktur und der Mineralbestand deuten auf einen sauren Tuffit hin. Basische Mineralbestandteile fehlen; ob die Glimmer- und Erzanreicherungen Reste der basischen Komponenten darstellen, konnte nicht entschieden werden. Die Möglichkeit, dass dieses Gestein durch ein plötzliches Aussetzen der Karbonatsedimentation und einer damit verbundenen starken Anreicherung von terrigem, eingeschwemmtem Material entstand, ist nicht ausgeschlossen. In diesem Fall wäre jedoch kein Herkunftsgebiet der relativ grossen (ca. 0,2 mm) Quarz- und Feldspatkörner bekannt.

Silex (Hornstein) kommt teilweise in 5–100 cm mächtigen Bänken vor, teils in flachen Knuern mit Durchmessern von einigen Zentimetern bis mehreren Metern. Die Knauer sind oft primär verbogen – ähnliche Formen wie in der Feinschichtung des sie umgebenden Karbonatgesteines treten auf (siehe Fig. 13). Boudinagestrukturen in dünnen Knuern sind zahlreich.

Diese Silexlagen und -knauer werden durch äusserst feinkristallinen reinen Quarz gebildet. Karbonat tritt in ihnen in feinen Adern auf, ganz selten in einzelnen Körnern. Die Grenzen zwischen Karbonatgestein



Fig.12: Dünnschliffaufnahme eines ladinischen Tuffites (27mal vergrößert); Fundort: Val Cornet, wenig unterhalb der F. Cornet.

Die Quarzeinsprenglinge in der feinkörnigen Grundmasse sind gut sichtbar, ebenso das schlierenartig angereicherte Erz.

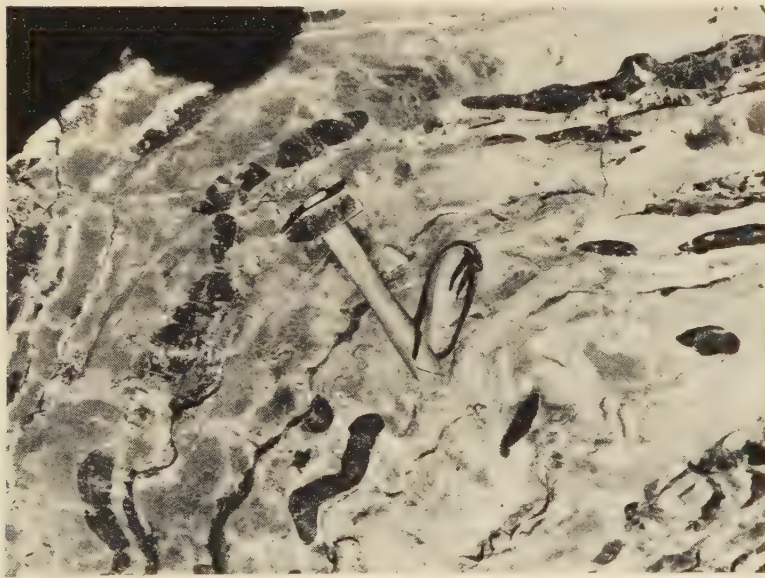


Fig.13: Hornsteinkongregationen im ladinischen Dolomit; Fundort: Am Ostrand der grossen Runse, die zwischen dem Piz Cornet und Piz Cristannes nach Marangun hinabzieht.

Deutlich kann zwischen der diagenetischen Verfaltung der Knauer und der tektonischen Verfaltung der Bänke unterschieden werden.

und Hornsteinen sind meist scharf; reiner Dolomit greift oft zackenartig in reinen Quarzit. Seltener sind die Übergänge fließend, in einem Bereich von 0,5–5 mm liegt dann ein eigentlicher «Kieseldolomit» vor. Solche fließende Übergänge stellte ich nur an der Hangendgrenze der Knauer fest, nie an der Liegendgrenze. Allerdings reicht die Anzahl der Schliffe nicht aus, um mit Bestimmtheit auszusagen, dass die Begrenzung auf der Unterseite der Knauer nie fließend sei.

Ein bemerkenswerter Zusammenhang zwischen Tuffitlagen und Hornsteinknauern fällt auf. Im Ladinien finden wir Tuffit immer mit Silex vergesellschaftet. In der Regel liegt 0,05 bis 1 m unter einem an Silex reichen Niveau ein Tuffit. Es erscheint nun möglich, dass die Silexbildungen auf folgende Art entstanden sind: Durch plötzliche starke Zufuhr von saurem Tuffmaterial wird das Meerwasser an Silizium gesättigt, kurze Zeit nach der eigentlichen Tuffitsedimentation übersteigt der Siliziumgehalt des Wassers die Sättigungsgrenze und es kommt zur Ausscheidung von Silex.

d) Zur Pb-Zn-Vererzung im Anisien und Ladinien

Um Wiederholungen zu vermeiden, werden diese Vererzungen hier nicht mehr beschrieben, sondern auf KELLERHALS (1962) verwiesen, wo ein kurzer historischer Überblick, eine Beschreibung der einzelnen Vererzungen mit einem Stollenplan, die Resultate einiger röntgenographischer und erzmikroskopischer Untersuchungen und einige Gedanken zur Entstehung der Vererzung publiziert wurden.

e) Zur Fazies des Ladinien

Wie aus den stratigraphischen Profilen hervorgeht, beherrscht eine ziemlich monotone Dolomitzfazies das ganze Ladinien. Die Transgression zu Beginn des Ladinien ist wenig ausgeprägt; das öfters in den Engadinerdolomiten beschriebene Basiskonglomerat fehlt. Über das Ablagerungsmilieu der nun folgenden ca. 120 m mächtigen Dolomite können wir wenig sichere Aussagen machen. Die zahlreichen Diploporenbänke bilden einen deutlichen Hinweis auf ein flachmeerisches Sedimentationsmilieu, da ja Grünalgen nur im belichteten Bereich, also bis maximal ca. 40 m Tiefe, gedeihen können. Eine bedeutende Verfrachtung der Grünalgen durch Meeresströmungen – wie sie aus rezenten Meeren bekannt ist – erscheint unwahrscheinlich. Zahlreiche weitere Faktoren deuten ebenfalls auf eine flachmeerische Sedimentation hin: z. B. die zahlreichen Ooidlagen und viele Sedimentstrukturen, welche von Strömungen und – jedenfalls im Kleinbereich – von einem ausgeprägten Relief mit Strömungsrinnen usw. zeugen.



Fig. 14: Rippelmarken aus dem sandigen obersten Ladinien; Fundort: Val dal Poch, NE der obersten Bergwerkstollen.

Slumps im Bereich der Feinschichtung sind sehr zahlreich; grössere Rutschungen, die mehrere Bänke umfassen, treten nicht auf. Marken wurden im Ladinien weniger als im Anisien gefunden, nur der Fund von eindeutigen «groove casts» (Driftmarken) an der Unterseite einer feingeschichteten Dolomitbank im Val Cristannes (Koord. 825.475/181.350) und die häufigen Rippelmarken im oberen Ladinien sind erwähnenswert (siehe Fig. 14).

In den oberladinischen Dolomiten beginnt sich die umfassende Regression am Ende der mittleren Trias abzuzeichnen. Die zahlreichen Tonhäute deuten auf eine Zunahme des terrigenen, eingeschwemmten Materials hin. Das Meer wird flacher, die Verdunstung grösser. Es kommt zur Bildung von Zellendolomit und zur Gipsausscheidung.

Das Ladinien umfasst einen ganzen Sedimentationszyklus, der mit der Transgression im Hangenden der «mittleren Rauhwacke» beginnt und in der Regressionsphase im Liegenden der Raiblerrauhwacke endet.

4. Carnien

a) Allgemeines

Die durch die Basis der «oberen Rauhwacke» gebildete Liegendgrenze des Carnien wurde schon besprochen. Im Untersuchungsgebiet liegt das Norien immer diskordant auf dem Carnien. Ein normaler stratigraphischer Übergang zwischen den beiden Formationen existiert nicht. Durch Vergleiche mit Nachbargebieten können wir jedoch feststellen, dass die Überschiebungsfläche des Hauptdolomites auf das Carnien an den Cuogns da Sesvenna und am Cuogn Nair zuoberst im Carnien liegt und ungefähr mit der normalen stratigraphischen Trennung des Carnien vom Norien zusammenfällt: Am Piz d'Immez und im Val Cristannes schneidet sie dagegen die Raiblerschichten schräg und erreicht am NW-Rand des Untersuchungsgebietes das untere Carnien.

Fossilfunde gelangen im Carnien nicht.

Ein Hauptmerkmal der Raiblerschichten bilden die zahlreichen Fazieswechsel, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Ein sehr stark schematisiertes stratigraphisches Profil, welches für das ganze Untersuchungsgebiet gilt, sieht folgendermassen aus:

Norien: Teils gut gebankter, teils grobkörniger Dolomit.

Carnien:

10–25 m beige-grauer, z. T. toniger Dolomit.

1,5 m weinroter und grau-grüner, feingeschichteter, quarzreicher «Tuffit».

15 m sandiger und oolithischer feingeschichteter Dolomit mit bis 3 cm dicken Mergellagen wechselnd. In der Feinschichtung treten oft «slumps», diagenetische Brüche und konvolute Schichtung auf.

0–2 m roter und grüner «Tuffit», gleich wie der schon erwähnte.

40–70 m sandiger und mergeliger, feingeschichteter Dolomit, gegen unten z. T. stark kalkig, mit einigen mergeligen und tuffitischen Zwischenlagen.

0–10 m Breccie, aus gelbbrauner, mergeliger Matrix mit 0,5–80 cm grossen Kalk- und Dolomitkomponenten.

20–35 m hell- und dunkelgrauer, gut gebankter, teilweise brecciöser Kalk.

0–15 m Zellendolomit mit einigen bis 15 cm dicken Mergellagen.

0–50 m hellgelbe Rauhwacke.

Ladinien: Zellendolomit.

Die Mächtigkeit dieses schematischen Profiles schwankt von 100 bis über 200 m. Diese grossen primären Mächtigkeitsdifferenzen lassen sich leicht durch unruhige, neritische Sedimentationsbedingungen, gekoppelt mit teilweise starker, synsedimentärer Erosion erklären.

Aus dem stratigraphischen Profil geht hervor, dass das Carnien mit den zahlreichen Mergellagen und den mächtigen Rauhwacken ein inkompetentes Schichtglied darstellt und bei tektonischer Beanspruchung einen idealen Gleithorizont bildet. Nicht nur die Raiblerschichten als Ganzes bilden einen Gleithorizont, auch sie selber werden, bedingt durch die häufigen Wechsel von plastischen Rauhwacken und Mergeln zu starren Kalken und Dolomiten, schon bei leichter tektonischer Beanspruchung verschuppt, gefaltet und zerbrochen.

Wir haben denn auch im ganzen Untersuchungsgebiet kein einziges tektonisch ungestörtes Profil durch das Carnien. Östlich der Fora da l'Aua werden die Raiblerschichten durch Abscherung stark reduziert, weiter westlich wird durch Aufschuppung und Faltung eine zu grosse Mächtigkeit vorgetäuscht.

b) Detailprofil

Anhand des tektonisch allerdings stark gestörten stratigraphischen Profiles durch das obere Val dal Poch von 2520–2230 m ü. M. werden die Raiblergesteine näher beschrieben.

Norien:

Gut gebankter Hauptdolomit, N 71° E streichend und mit 45° gegen NW einfallend.

2520 m ü. M.

Basisfläche des diskordant auf den Raiblerschichten liegenden Oberbaues¹⁾.

Carnien:

30 m gut gebankter, beiger Dolomit mit einigen Mergellagen an den Bankungsflächen. 60° östlich streichend und mit 52° NW-fallend. Einige Bänke weisen eine Feinschichtung mit einer durch zahlreiche diagenetische Brüche versetzten Wechsellagerung von bräunlichem und gelblichem Dolomit auf.

Eine Karbonatbestimmung ergab: 85,2% Dolomit, 6,1% Kalzit.

1,5 m dunkler, quarzreicher, feingeschichteter «Tuffit». Die Feinschichtung wird durch eine Wechsellagerung von weinrotem mit graugrünem Tuffit erzeugt. Gradierungen sind nicht zu erkennen.

Diese «Tuffitlage» fällt im Gelände schon aus grosser Distanz auf und bildet beim Kartieren den besten Leithorizont der Raiblerschichten. Dünnschliffuntersuchungen ergaben folgenden Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Albit, Orthoklas, Erz und eine äusserst feinkörnige Grundmasse. Nebengemengteile: Serizit, Chlorit, Zirkon, Turmalin. Die Quarze sind eckig und korrodiert, sie weisen deutliche Resorptionserscheinungen auf.

Kali- und Natriumfeldspat sind zu gleichen Teilen vertreten. An den Kornrändern sind sie zu feinem Serizit umgewandelt. Die Schichtung lässt sich im Schliff sehr deutlich erkennen. Es wechseln Schichten, die vor allem aus einer feinen Grundmasse mit Einstreuungen von Quarz und mässig viel Erz bestehen, mit solchen, die zu über 85% Quarz führen und in denen teilweise Erz als Bindemittel auftritt. Glimmer finden wir in kleinen Plättchen sowohl in den quarzreichen, als auch in den quarzarmen Schichten. Der Biotit ist oft in Chlorit umgewandelt. Dieser «Tuffit» gleicht im Mineralbestand dem schon besprochenen ladinischen; seine vulkanische Herkunft ist nicht erwiesen, doch sprechen die gleichen Indizien wie beim ladinischen stark dafür.

15 m beiger Dolomit, W–E streichend und mit 40° Nord fallend. Einzelne Bänke weisen in der Feinschichtung eine Wechsellagerung von gelbem, grauem und rötlichem Dolomit auf. Oft wird die Feinschichtung durch diagenetische Brüche versetzt.

1,5 m «Tuffitbank», gleich wie die oben beschriebene.

30 m plattiger, sandiger, poröser Dolomit unten stark kalkig.

Parallel und quer zum Bachlauf verlaufen tektonische Störungen. Die Fortsetzung des Profiles liegt auf der linken Talseite.

30 m mausgrauer, kalkiger Dolomit mit Kalzitäderchen, grobbankig bis plattig. Im unteren Teil herrscht eine Wechsellagerung von Dolomitkalkbänken mit Dolomitbänken vor. Die Schichtflächen weisen Stylolithe und Tönhäute auf. Dieses Schichtpaket streicht 75° Ost und fällt mit 53° nach Norden.

6 m bunter Kalk mit wenigen Mergellagen wechselnd. Eine Karbonatbestimmung des Mergels ergab 59,8% Dolomit und 12% Kalk. Die Schichtflächen des Mergels weisen fragliche Rippelmarken und Trockenrisse auf.

Tektonische Diskordanz

18 m brauner, beiger und dunkelgrauer Dolomit und Kalk wechsellagernd. Einige dünne Bänke weisen Boudinage-Strukturen auf.

14 m Konglomeratische Breccie mit schwach gerundeten Komponenten von einigen mm bis 80 cm Durchmesser. Poröser, gelber Kalk bildet die Matrix, als Komponenten sind alle im Liegenden dieser Breccie auftretenden Raiblergesteine vertreten. Eine Schichtung oder Sortierung ist nicht erkennbar.

2 m ausgewalzter Dolomit, teilweise Dolomitreccie.

2,5 m Breccie, gleich wie die oben beschriebene.

Tektonische Diskordanz

1 m flach nach NE fallender, roter «Tuffit».

Die folgenden 60 m sind tektonisch durch Verschuppung, Falten und Brüche sehr stark gestört. Eine Profilwiedergabe wird in diesem Schichtpaket mit zahlreichen Gesteinswechseln in jeder Richtung sinnlos. Das Gesteinsmaterial dieser Serie ist vorwiegend dolomitisch. Darunter folgen:

20 m plattiger, kalkiger Zellendolomit, teilweise in Rauhwacke übergehend.

40 m stark zerbrochener, sandig-mergeliger Dolomit.

¹⁾ Siehe Definition Seite 43.

5 m Rauhwacke mit Gips, gegen unten in Zellendolomit übergehend.

3 m dichter, beiger Dolomit mit Kalzitadern, 81° Ost streichend, mit 18° Nord fallend.

2 m zelliger, rauhwackenähnlicher Kalk.

1,5 m graugrüner, teils weinroter Tonschiefer (Tuffit?).

25 m Wechsellagerung von hellbeigem mit grauem kalkig-mergeligem Dolomit, 62° Ost streichend und 25° NW fallend. Zwischen die Dolomitbänke schalten sich oft bis 5 cm dicke Mergelschichten ein. Einzelne Bänke weisen Feinschichtung – teilweise durch eine Wechsellagerung von oolithischem mit dichtem Dolomit entstanden – auf. Sedimentstrukturen, wie konvolute Schichtung, «slumps», «load casts», Schrägschichtung und Rippelmarken, treten in der Feinschichtung oft auf.

3 m brecciöser Kalk, teilweise ersetzt durch feinkörnigen Kalksandstein, der eine «ball and pillow»-Struktur (POTTER & PETTJOHN [1963]) aufweist.

3 m Wechsellagerung von grauschwarzem, stark zerbrochenem mit braunem, massigem Dolomit.

7 m beiger, mergeliger von Kalzitadern durchdrungener Dolomit mit Mangandenriten an den Schichtflächen.

20 m Rauhwacke. Der Gips ist oberflächlich meist ausgewaschen.

Ladinien: Zellendolomit.

Westlich des oberen Val dal Poch, am Cuogn Nair, sind die Raiblerschichten ähnlich den soeben beschriebenen ausgebildet. Die grösseren tektonischen Störungen – meist Aufschuppungen – ziehen bis zur Clemgia durch.

Östlich des Mot Madlain sind dagegen bedeutende Abweichungen, vor allem im unteren Teil der Raibler, festzustellen.

c) Lokale Detailbeschreibung

Die schönsten Gipsvorkommen finden wir zwischen der Fora da l'Aua und der steilen Schuttrunse, die sich von der Alp Sesvenna zur F. Cornet hinaufzieht. Dort folgen über der wenig mächtigen Basis-Rauhwacke ca. 6 m stark verunreinigter Gips, darüber Gips mit grauen bis grünen, dünnen Mergelschichten und darüber wieder Rauhwacke, mergelige Kalke und Dolomite.

Auf 2290 m ü. M. weist dieser Gipskomplex eine eigentliche «Salztektonik» auf. Der lokal ungefähr 12 m mächtige Gips stieg durch Überlagerungsdruck domartig empor und wölbte die über ihm liegenden Mergelbänke zu einer Kuppel mit einem Radius von ca. 10 m auf. Der Mergel weist ein periklinales Streichen um diese Kuppel auf.

d) Zur Lithologie und Fazies des Carnien

Das ganze Carnien umfasst eine grosse Transgressionsphase, die jedoch durch sekundäre, wenig ausgeprägte Regressionen unterbrochen wird. Terrestrische Einflüsse sind nicht stark – in einzelnen Mergelbänken bekommen sie jedoch Bedeutung. Mit der Möglichkeit eines zeitweiligen Austrocknens einiger Teile des carnischen Meeres muss gerechnet werden. Die häufigen Fazieswechsel, die zahlreichen primären Diskordanzen und mancherlei Sedimentstrukturen wie Schräg- und Rippelschichtung deuten auf ein seichtes, stark bewegtes Meer als Ablagerungsraum hin. Es erscheint eigenartig, dass keine einzige eindeutige Lebensspur gefunden wurde. Zahlreiche Dünnschliffe zeigen vollkommen sterile Kalke oder Dolomite. Dass eine primär vorhandene reiche Fauna wegen der Rekristallisation des Gesteines heute nicht mehr zu erkennen sei, ist unwahrscheinlich, da ja zahlreiche Marken und viele Schichtungsphänomene bis ins feinste Detail erhalten blieben. Viel eher herrschten im Sedimentationsraum für Lebewesen ungünstige Verhältnisse, wie zu hoher Salzgehalt, zu rascher Wechsel in Temperatur und Sauerstoffgehalt, zu starke Umlagerung des frischen Sedimentes usw., so dass sich nie eine reiche Fauna entwickeln konnte.

5. Norien

a) Allgemeines

Der Hauptdolomit ist das auffälligste Schichtglied der Engadinerdolomiten. Er bildet die imposantesten Gipfel und, bedingt durch seine grosse Mächtigkeit, die höchsten Wände. Trotzdem er stellenweise eine

Mächtigkeit von bis 1500 m erreicht, verkörpert er nicht die gesamte norische Abfolge; denn der oberste Teil des Norien fiel, wie aus den zahlreichen Hauptdolomit- und den wenigen Plattenkalk-Komponenten in der Liasbreccie eindeutig hervorgeht, der rhätischen und liasischen Erosion anheim. Die Hangendgrenze wird also durch eine Erosionsfläche, die in unregelmässiger Form das Norien schneidet, gebildet.

Eine eindeutige Datierung durch Fossilfunde gelang im Untersuchungsgebiet nicht, da keine Leitfossilien gefunden wurden; doch ist das norische Alter des Hauptdolomites durch mehrere Fossilfunde in Nachbargebieten unzweifelhaft gesichert (SPITZ & DYHRENFURTH [1915], POZZI [1960] und GASCHE). Wir fanden an Fossilien: zahlreiche, z. T. gesteinsbildende Blaualgen, unbestimmbare Bruchstücke von Grünalgen, vollständig rekristallisierte Megalodonten, deren Erhaltungszustand eine nähere Bestimmung nicht mehr erlaubt¹⁾, und unbestimmbare Korallen.

Die Ausbildung des Hauptdolomites ist sehr monoton; sie variiert von primärbrecciösem zu dichtem oder von oolithischem zu zuckerkörnigem Dolomit. Die Mächtigkeitsschwankungen im Norien sind bedeutend, die Mächtigkeit nimmt von Osten nach Westen ständig zu. Im Osten reichte die rhätische und liasische – hier eventuell schon obernorische – Erosion viel tiefer in den Hauptdolomit als am Clemgiaprofil. Durch tektonische Verschuppung und Abscherungen wurden die primären Mächtigkeitsdifferenzen noch verstärkt. Nördlich der F. Cornet keilt der Hauptdolomit des Oberbaues vollständig unter den «höheren Schuppen» aus; schon am Piz Madlain und auch am Piz San Jon wird dagegen die Mächtigkeit des Hauptdolomites durch Aufschuppung stark vergrössert.

Das umstrittenste Schichtglied des Norien stellt die «Basisbreccie» dar (EUGSTER [1923] und BOESCH [1937]). Für EUGSTER bildet diese Basisbreccie einen Hinweis – unter vielen anderen – für die nahe Verwandtschaft der S-charler Trias mit derjenigen des Ducangebietes, da er dort ebenfalls an der Basis des Hauptdolomites eine typische Transgressionsbreccie fand.

Im Untersuchungsgebiet finden wir an der Fora da l'Aua und am Cuogn Nair und God Nair eine Breccie an der Basis des Hauptdolomites (siehe Fig. 15). Sonst bilden überall gut gebankte, z. T. feingeschichtete Dolomite die Basis des Norien. Die Komponenten dieser «Basisbreccie» bestehen ausschliesslich aus Hauptdolomit, weisen Durchmesser von einigen Millimetern bis 4 Metern auf und sind schlecht gerundet. In einigen Komponenten treten Blaualgen gesteinsbildend auf, wie dies nur vom Hauptdolomit und nie aus den Raiblerschichten bekannt ist. Oft sind in den Komponenten Feinschichtungsphänomene zu erkennen, die eine Aussage über die Verdrehung der Komponenten während der Breccienbildung erlauben. Die sehr poröse Matrix besteht aus grobkörnigem, hellgrauem bis gelbem Kalzit und weist viele grosse Hohlräume auf. Normalerweise ist die Breccie absolut ungeordnet. Eine Schichtung oder eine Ausrichtung der Komponenten in eine bestimmte Lage ist nur am Rand der Breccienvorkommen zu beobachten.

Die Begrenzung der Breccie, die in Taschen in den gut gebankten Hauptdolomit greift, gegenüber dem normalen Dolomit ist unscharf. Östlich der Fora da l'Aua, am Piz d'Immez, geht normal gebankter Hauptdolomit in eine Breccie über, deren Komponenten gegenüber dem Nebengestein wenig gedreht sind. Diese geht nach 20 m wiederum fließend in die normale, absolut unregelmässige Basisbreccie über. Solch fließende Übergänge fanden wir ebenfalls mehrere in der Südflanke des Piz Pradatsch. Auch gegen oben ist die Grenze zwischen der Breccie und dem gebankten Hauptdolomit fließend.

Eine Verwechslung dieser norischen Breccie mit der liasischen erscheint ausgeschlossen. Als Transgressionsbreccie darf die norische nicht bezeichnet werden, da die Komponenten nicht aus einer Gesteinsserie im Liegenden stammen und da sie zu wenig gerundet sind. Es kann sich auch nicht um eine Erosionsbreccie – ähnlich der Liasbreccie – handeln, da die Taschen in die Hangendformation greifen und nicht in das Liegende. Die Entstehung durch tektonische Bewegungen, z. B. während der Verschiebung des Oberbaues auf dem Unterbau, erscheint wenig wahrscheinlich, da die Breccie nicht ein Relief der Überschiebungsfläche ausgleicht, sondern in Nestern auftritt, die meist nicht mit Brüchen gekoppelt sind. Die Breccie als Riffschutt zu erklären, ist ebenfalls unmöglich, wegen der allmählichen Übergänge im Streichen und wegen des völligen Fehlens von Riffstrukturen, Korallen usw.

Die folgende Hypothese für die Genese dieser Breccie erscheint möglich: Plötzliche Bewegungen (Erdbeben) während der Diagenese des frischen Sedimentes können dieses, je nach dem Grad der Verfestigung,

¹⁾ Die schönsten Megalodonten fanden wir bei der in der Karte eingetragenen Fossilfundstelle wenig östlich des Südgrates am Piz Madlain.



Fig.15: «Basisbreccie» des Hauptdolomites an der Fora da l'Aua.
Deutlich heben sich die Komponenten jeglicher Grösse von dem hellen, porösen Bindemittel ab.

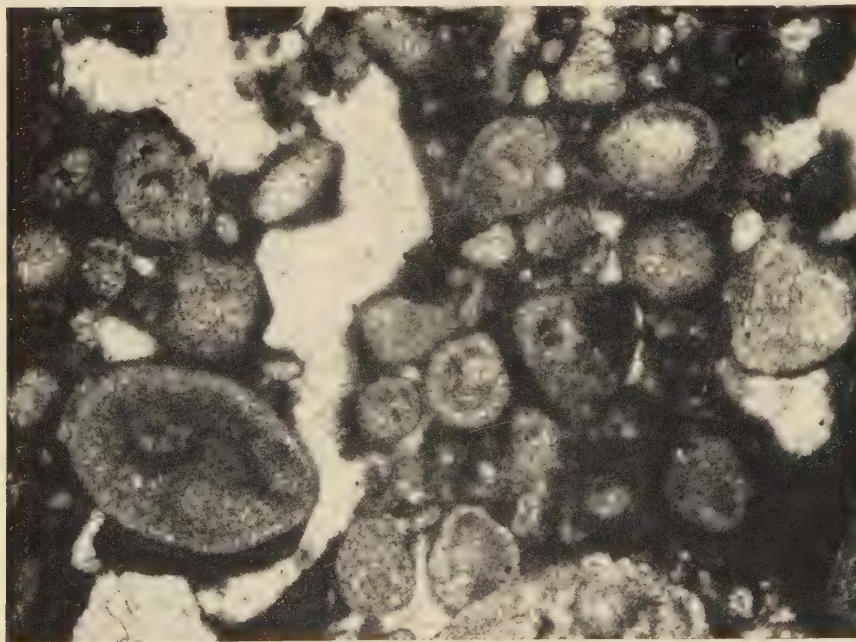


Fig.16: Dünnschliffphoto aus dem Hauptdolomit (66mal vergrössert). Piz Madlain-Südgrat 2730 m ü.M. Die Photo zeigt
Districhosphäroiden-Knollen mit onkoidischer und ooidischer Form.

lokal vollständig zerbrechen und andernorts kaum verändern. Es besteht auch die Möglichkeit, dass der Sedimentschlamm teilweise (lokal begrenzt) in einem thixotropen Zustand war. Auf diese Art entstanden Brecciennester, welche durch die sie umgebenden, halbverfestigten Schichten so stark abgedichtet wurden, dass kein Sedimentschlamm als Matrix in sie eindringen konnte. Nachträglich wurden die Komponenten mit von zirkulierendem Wasser ausgeschiedenem Kalzit verkittet. Es würde sich in diesem Fall um eine während der Diagenese entstandene Breccie handeln. Der Name «Basisbreccie» wird in Anführungszeichen gesetzt, da es sich nicht um eine Transgressionsbreccie handelt und weil die Breccie nicht überall die Basis des Hauptdolomites bildet.

b) Profil durch den Piz Madlain-Südgrat

Die untersten 150 m des Hauptdolomitprofils am Mot Madlain, unterhalb des Grates, sind schlecht aufgeschlossen. Beidseits des Mot sahen wir jedoch in schönen, aber schwer zugänglichen Aufschlüssen, dass die «Basisbreccie» hier nicht existiert. Der in mittelschwerer Kletterei leicht zu besteigende Südgrat weist das am besten aufgeschlossene Profil durch den Hauptdolomit auf.

Auf 2670 m ü. M. haben wir am Einstieg zum Grat:

50 m zuckerkörniger, dunkler, z. T. stark rekristallisierter Dolomit in Bänken von 0,2 bis 2 m Dicke, mit einzelnen, nicht bestimmbar Schalentümmern. Eine ruhige Feinschichtung ist gut zu erkennen, «Slumps» und ähnliche Strukturen sind selten.

15 m Dolomit voller Districhosphäreiden-Knollen. Die Blaualgen umwachsen oft ein kleines Sandkorn oder Schalenbruchstück und bilden auf diese Art Algenknollen (Pseudooide, algal pellets) mit Durchmessern von bis 0,8 cm (siehe Fig. 16). Eine Karbonatbestimmung dieses Gesteins ergab: 94,2% Dolomit, 2,9% Kalzit. Beim Anschlagen stinkt das Gestein nach H₂S.

10 m onkoidischer Dolomit. In der Feinschichtung wechseln Lagen aus dichtem Dolomit mit wenigen Onkoiden mit dolomitischem Onkolith. Im Schliff erkennen wir, dass die Zahl der Onkoide diejenige der Ooide um etwa das Sechsfache übersteigt.

26 m meist zuckerkörniger, z. T. onkoidischer, z. T. dichter, heller, stinkender Dolomit.

2 m Pseudo-Oolith. Districhosphäreidenknäuel sind gesteinsbildend.

8 m onkoidischer Dolomit.

10 m dichter Dolomit mit einigen bis 5 cm langen und 4 cm breiten Megalodontenquerschnitten. Die Megalodonten lassen sich nicht aus dem Dolomit herauspräparieren. Eine Karbonatbestimmung ergab: 93,6% Dolomit, 4% Kalzit.

6 m schwach durchaderter, stark marmorisierter Dolomit. Die Dicke der Bänke schwankt von 0,1 bis 1,5 m.

0,3 m «Würmlidolomit».

4,5 m Dolomitarenit mit ausgeprägter, z. T. gradierter Feinschichtung.

32 m gleichmässig gebankter, meist dichter, z. T. sandiger Dolomit mit einigen bis 60 cm mächtigen Lagen von «Würmlidolomit» und ausgeprägter Feinschichtung.

0,4 m Bank mit fraglichen Fucoiden.

14 m hell anwitternder, dichter «Stinkdolomit».

0,6 m tektonische Breccie.

36 m heller, oft zuckerkörniger Dolomit mit einigen Nestern von Primärbreccien.

2 m auffallend heller, leicht kalkiger Dolomit.

9 m zuckerkörniger Dolomit, selten brecciös. In dieser Serie befindet sich – anderthalb Seillängen östlich des Gratkammes – die in der Karte eingetragene Fossilfundstelle mit schönen, leider nicht bestimmbar Megalodonten.

5 m hell anwitternder, karriger Dolomit mit Kalzitadern und Tönhäuten.

4 m zuckerkörniger, onkoidischer Dolomit mit einigen nicht bestimmbar Diploporen und zahlreichen Districhosphäreiden-«pellets».

Eine Karbonatbestimmung ergab 97,4% Dolomit, 2,4% Kalzit.

20 m plattiger, dünnbankiger Dolomit.

6 m dichter, massiger, dunkler Dolomit mit Kalzitbelägen an den Schicht- und Bruchflächen.

25 m feingeschichteter Dolomit in Bänken von 0,2–0,6 m Dicke. In der Feinschichtung treten in einigen Lagen zahlreiche Blaualgen-«pellets» und Onkoide auf. Diese Schichten sind gradiert.

Hier legt sich der Grat stark zurück. Es folgen:

60 m unten dick; oben dünnbankiger, teilweise brecciöser und durchaderter Dolomit. Ruhige Feinschichtung tritt oft auf, Schrägschichtung, Slump-Strukturen usw. sind selten.

2 m tektonische Breccie.

Es folgt die in der Karte eingezeichnete tektonische Scherfläche. Das Profil ist nun bis zum Gipfel, der aus stark durchadertem Dolomit und Dolomitbreccie aufgebaut wird, stark gestört. Daher wird auf eine Beschreibung verzichtet.

Aus dem Profil geht deutlich die Eintönigkeit der norischen Sedimentfolge hervor. Sie ist typisch für den gesamten Hauptdolomit, denn das Norien weist nur ganz geringe lithologische Wechsel, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung, auf.

c) Lithologie und Ablagerungsmilieu

Im norischen Ablagerungsraum scheint zwischen dem Sedimentzuwachs und dem Absinken des Troges ein Gleichgewicht geherrscht zu haben, denn wir fanden in zahlreichen verschiedenen, über die ganze mehr als 1000 m mächtige Dolomitserie verteilten Horizonten immer wieder Blau- und Grünalgen, die nur im belichteten Teil des Meeres gedeihen können. Anhaltspunkte von einem Transport der Algen aus dem litoral in den hemipelagischen Bereich fanden wir keine.

Wir nehmen also wegen der zahlreichen Algenfunde und der häufigen Oolithbänke ein sehr untiefes Meer als wahrscheinlichsten Sedimentationsraum an (vgl. auch A. SOMM & B. SCHNEIDER, 1962). Terrestrische Einflüsse waren gering. Der Zeitpunkt des Beginnes der Regression und der mit ihr verbundenen Schwellenbildung und Trockenlegung des Sedimentraumes der östlichen Engadinerdolomiten lässt sich nicht feststellen, da die rhätische und liasische Erosion weit in den Hauptdolomit hinab greift. An der Westseite des Piz d'Immez gegen die Fora da l'Aua weist der Hauptdolomit eine Mächtigkeit von ca. 300 m auf, also ca. 1000 m weniger als im Normalprofil. Die Schichtfolge beginnt dort mit ca. 160 m «Basisbreccie», darüber folgt 100–150 m normal geschichteter Hauptdolomit, in welchen die Liasbreccie in Erosionstaschen hinabgreift. Eine so starke Reduktion dieses Profiles durch Abscherung erscheint nicht wahrscheinlich. Es müsste also ein ca. 1000 m mächtiges Hauptdolomitpaket vor der Ablagerung der Liasbreccien erodiert worden sein. Da jedoch kein Vorkommen von Liasbreccie bekannt ist, welches ein annähernd grosses Volumen aufweist wie dasjenige des fehlenden Hauptdolomites, darf diese Mächtigkeitsdifferenz wohl als Hinweis dafür angesehen werden, dass schon im oberen Norien der östliche Teil unseres Untersuchungsgebietes trocken lag und dort nur eine reduzierte Hauptdolomitserie abgelagert wurde.

B. JURA

1. «Lias»

a) Allgemeines

Der «Lias» gliedert sich von unten nach oben in die Breccie, in die nur stellenweise ausgebildeten Spat- und Mergelkalke und in die Schiefer. Das liasische Alter konnte nicht nachgewiesen werden, da der Erhaltungszustand der gesammelten Fossilien äusserst schlecht ist.

Neben Echinodermensplittern und Crinoidenstielgliedern fanden wir in der Matrix der Liasbreccie Korallen und Lumachellenbruchstücke, im bunten «Liaskalk» einen schlecht erhaltenen, nicht bestimmbar Ammoniten und einen Belemniten und im «Liasschiefer» ein Bruchstück eines Ammoniten.

Das liasische Alter erscheint wahrscheinlich. Ein rhätisches Alter können diese Gesteine kaum haben, da das Rhät in der benachbarten Quaternalsgruppe ganz anders ausgebildet ist. Mit der Möglichkeit, dass über dem Hauptdolomit eine Schichtlücke bis in den Dogger besteht und die Breccie im Hangenden des Norien aus dem mittleren Jura stammt, muss gerechnet werden.

b) «Liasbreccie» und «Liaskalk»

Die Liasbreccie ist polygen und polymikt. Die Komponenten sind eckig, ihre längsten Durchmesser variieren von einigen Millimetern bis zu 6 Metern. Über 85% der Komponenten bestehen aus Hauptdolomit, über 5% aus «Liasbreccie» und über 5% aus buntem «Liaskalk».

Die Matrix wird meist aus einer fleischroten oder grauen Echinodermenbreccie gebildet (siehe Fig. 18). Gut erhaltene Echinodermenstielglieder und Crinoidenquerschnitte sind häufig. Roter oder beiger, oft mergeliger Kalk bildet den Zement. Häufig tritt dieser Kalk auch an Stelle der Echinodermenbreccie; in diesem Fall kann nicht mehr zwischen Matrix und Zement unterschieden werden. In selteneren Fällen besteht das Bindemittel aus sandigem oder manganreichem, dunklem, tonigem Kalk. Der Anteil des Bindemittels am Gesamtgestein variiert stark von $< 10\%$ bis $> 90\%$ des Gesamtvolumens. Eine Schichtung der Breccie oder eine Sortierung der Komponenten ist nicht erkennbar. Teils greift die Breccie in Erosionstaschen über 40 m in den Hauptdolomit, teils liegt sie über ihm. Oft tritt im Hangenden und in den obersten Teilen der «Liasbreccie» der Zement oder die Matrix der Breccie gesteinsbildend auf. Grössere Aufschlüsse dieses Gesteins wurden in der Karte als Liaskalk ausgeschieden (z. B. östlich der Fora da l'Aua). Meist sind die Vorkommen jedoch sehr klein, in diesem Fall wurden sie nicht speziell eingetragen, sondern zur Breccie gezählt, da ja diese Kalke genetisch eng mit der Breccie verbunden sind. Dieser «Liaskalk» besteht teilweise aus bunten, oft mergeligen Kalken oder aus grauer und roter Echinodermenbreccie.

Beschreibung einzelner Aufschlüsse

α) «Liasbreccie» südlich des Triglsees, beim Fossilzeichen in der Karte (siehe Fig. 18):

Wir stellen drei vollkommen verschiedene Arten von Komponenten fest:

- Eckige Hauptdolomitgerölle mit einer maximalen Länge von 2 m (Durchschnittslänge = 12 cm).
- Gerölle einer ersten Generation der Liasbreccie. Sie bestehen aus Dolomitkomponenten, eingebettet in eine Matrix aus Echinodermenbreccie.
- Gerölle aus dem teilweise als Bindemittel der Breccie auftretenden, beigen bis fleischroten Kalk.

Echinodermenbreccie bildet die Matrix. Oft tritt an ihre Stelle fleischroter Kalk, der hier lokal Korallen- und Muschelschill führt.

β) Westlich der Fora da l'Aua (Koord. 823.350/181.225):

Hier ist die Breccie monomikt. Schwach gerundete Hauptdolomitgerölle mit längsten Durchmessern von 0,2–15 cm bilden die Komponenten, die in eine manganhaltige Matrix eingebettet sind. Das Verhältnis von Matrix zu Komponenten beträgt ungefähr 1:2 (siehe Fig. 19).

γ) Ca. 200 m westlich des Gletschersees am Piz d'Immez:

Die Komponenten bestehen ausschliesslich aus ganz schwach gerundeten Hauptdolomitgeröllen mit Durchmessern von einigen Millimetern bis 80 cm. Dolomitsand bildet die Matrix, grauer Kalk den Zement. Das Verhältnis zwischen Matrix und Komponenten beträgt ca. 1:8.

δ) Fora da l'Aua, östlich der Steilstufe:

Hier liegt unter der normal ausgebildeten «Liasbreccie» ein kleines Vorkommen von beigem und fleischrotem Liaskalk, das mit einer Breite von 2–4 m ca. 30 m tief in den Hauptdolomit hineingreift. Es ist das einzige Vorkommen des «Liaskalkes» an der Basis der Breccie. Es steht eindeutig fest, dass dieser Kalk nicht durch tektonische Vorgänge in den Hauptdolomit eingepresst wurde, ebenso handelt es sich nicht um das Füllmaterial einer Erosionsrinne. Es scheint möglich, dass es sich hier um die Füllung einer während der Kalksedimentation entstandenen Spalte handelt. Die Spalte war nie breit genug, um mit Breccienmaterial aufgefüllt zu werden, sondern sie wurde während ihrer Bildung fortlaufend durch Kalkschlamm aufgefüllt.

Zur Genese

Wie die im Bindemittel der «Liasbreccie» enthaltenen Fossilien eindeutig zeigen, stellt die Breccie eine marine Formation dar. Der Rundungsgrad und die Sortierung der Komponenten sind sehr gering.

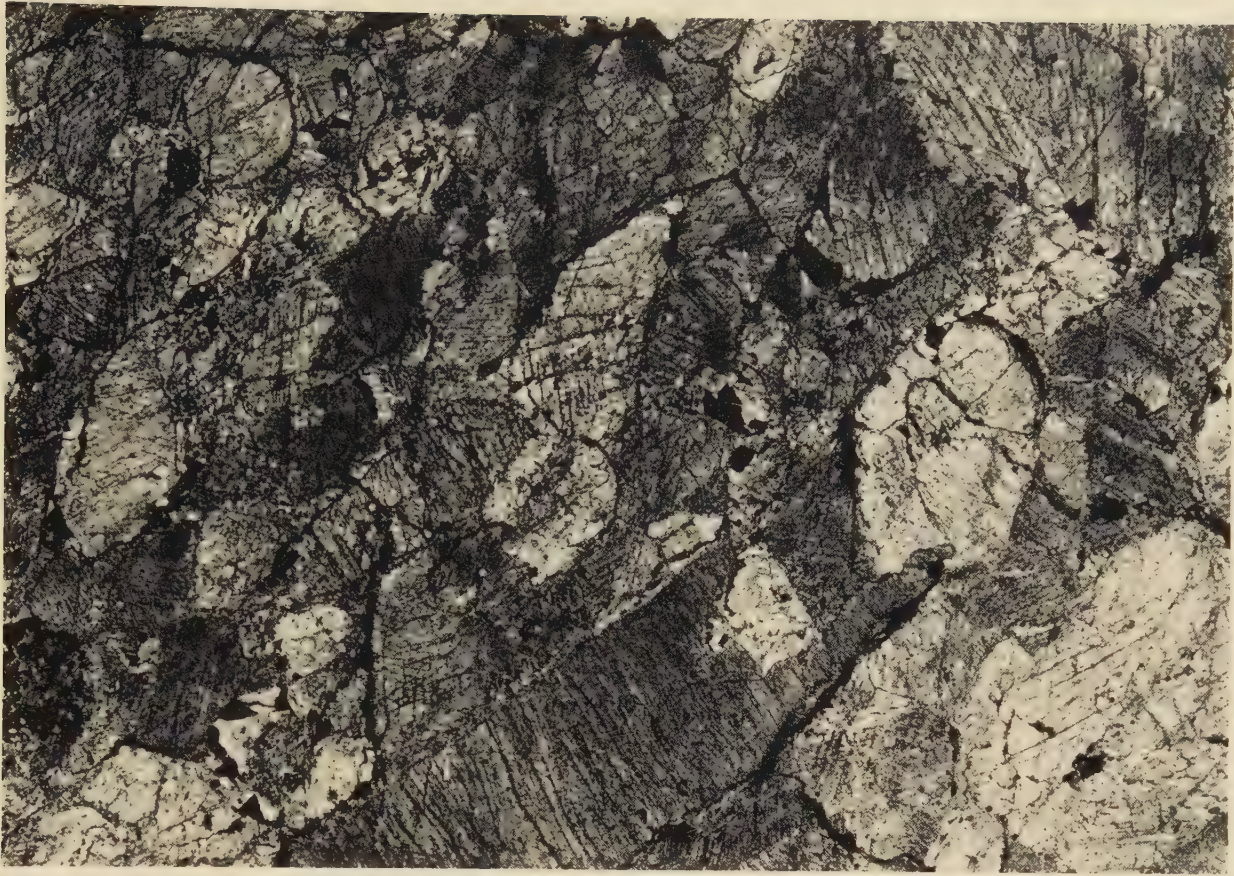


Fig. 17: Lackfilmaufnahme von rotem Spatkalk nördlich der Forc da l'Aua (11mal vergrößert).

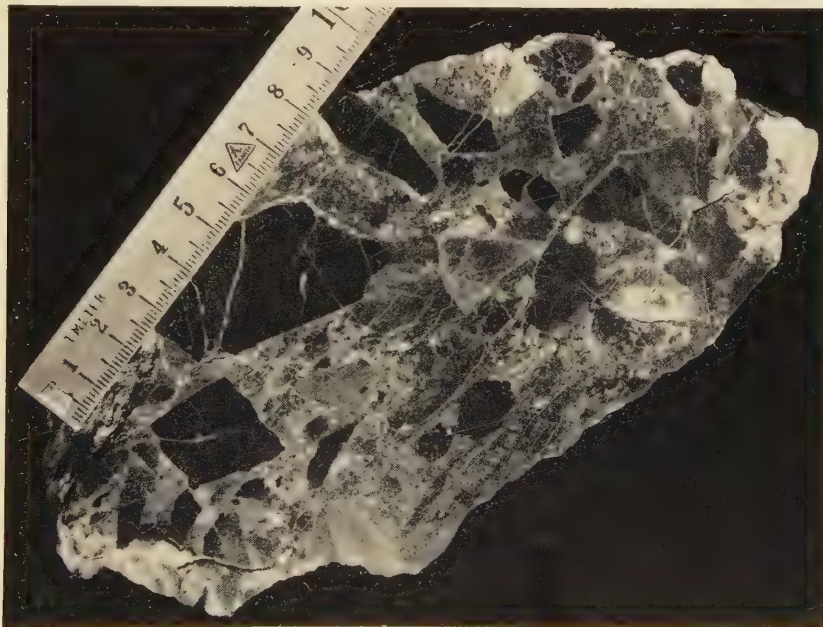


Fig. 18: Photo eines angeschliffenen Handstückes aus der «Liasbreccie» südlich des Triglsees. Die Komponenten sind eckig. Neben den dunklen Hauptdolomitkomponenten sind hellere Komponenten aus rotem Liaskalk deutlich zu sehen. Roter Spatkalk bildet die Matrix.

Die mit «Liasbreccie» gefüllten Erosionstaschen und -rinnen, die über 40 m tief in den Hauptdolomit hineingreifen, beweisen uns, dass vor der Ablagerung der «Liasbreccie» ein ausgeprägtes Relief angelegt wurde.

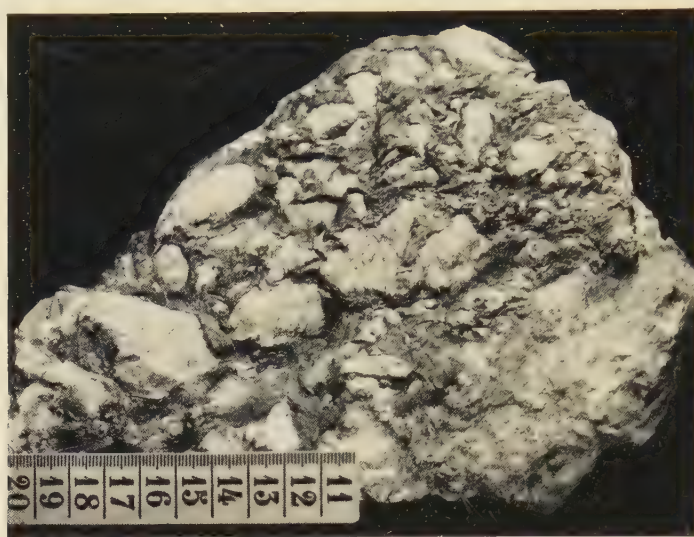


Fig. 19: «Liasbreccie»; Fundort: Koord. 823.330/181.225.

Die Hauptdolomitkomponenten sind schwach gerundet. Die tonige, manganreiche Matrix hält der Verwitterung besser stand als die Hauptdolomitgerölle.

Es erscheint wahrscheinlich, dass zwischen der Ablagerung des Hauptdolomites und der «Liasbreccie» kontinentale, wüstenähnliche Verhältnisse herrschten. Die Verwitterung war sehr stark. Durch Fanglomeratströme, die auch die Erosionsrinnen – Wadis – bildeten, wurde das Schuttmaterial transportiert. Durch die liasische Meerestransgression kam das ganze Gebiet unter Wasserbedeckung, durch Kalkschlamm und Echinodermenbruchstücke wurde das Schuttmaterial verfestigt. Während der Transgression wurde die teilweise schon verfestigte Breccie noch einmal bewegt. Diese Bewegungen führten zur zweiten Generation der Breccie, die Komponenten aus «Liasbreccie» der ersten Generation aufweist.

c) «Liasschiefer» (Allgäuschiefer)

Im Hangenden der «Liasbreccie» und -kalke folgt ein toniger, karbonatarmer Mergelschiefer. Die Grenze zwischen «Liaskalk» und «Liasschiefer» ist scharf, fließende Übergänge fehlen. Im Gelände erkennt man diesen Schiefer von weitem an seiner dunklen Farbe und der starken Verwitterung. Mehrere Karbonatanalysen ergaben für diesen Schiefer immer einen totalen Karbonatanteil von weniger als 35%; die Durchschnittswerte lauten 2,6% Dolomit, 29,8% Kalzit. Es wurde eine Abnahme des Karbonatanteiles nach oben hin festgestellt. Der Pyritgehalt ist sehr gross. Die Bänderung zwischen olivgrauem und beigebraunem Mergelschiefer ist auffällig, sie ist nur selten mit einer Gradierung gekoppelt. Der Winkel zwischen der Schieferung und der Schichtung beträgt durchschnittlich 35°. An der in der Karte eingezeichneten Fossilfundstelle auf der F. Trigl wurde das einzige Fossil im «Liasschiefer», ein nicht bestimmbares Bruchstück eines Ammoniten, gefunden. In einigen Profilen fehlt der «Liasschiefer».

2. Fraglicher Dogger

Am Westgrat des Piz d'Immez schaltet sich zwischen die «Liasbreccie» und den Aptychenkalk ein Konglomerat mit wenig gerundeten, meist stark verwitterten Dolomitkomponenten (Hauptdolomit?) und –

selten – Komponenten aus «Liaskalk» ein. Die Matrix ist olivgrau, tonig und sehr karbonatarm (5% Karbonat). Es scheint sich um aufgearbeitete Liasbreccie zu handeln. Dieses Gestein kann als Transgressionskonglomerat des Aptychenkalkes aufgefasst werden, doch fehlt in diesem Fall die Erklärung für den plötzlichen Wechsel des Sedimentationsmaterials, da der Aptychenkalk zu über 90% aus Karbonat besteht, das Bindemittel des Konglomerates jedoch beinahe karbonatfrei ist. Anhaltspunkte, um diese Serie als Dogger zu bezeichnen, bestehen nicht. Wir können nur festhalten, dass ihr Alter zwischen demjenigen der «Liasbreccie» und dem des Aptychenkalkes liegen muss.

3. «Malm» (Aptychenkalk)

Am Piz d'Immez liegt über dem «Lias» und über dem oben beschriebenen Konglomerat ein an Hornsteinkonkretionen reicher, rötlichbeiger, dunkelbraun anwitternder Kalk. Trotz intensivem Suchen gelang es nicht, in dieser Serie Fossilien zu sammeln; ich verweise daher auf die von SPITZ & DYHRENFURTH (1915) beschriebenen Aptychenfunde. Dieser Aptychenkalk ist immer stark rekristallisiert und marmorisiert. Seine Ausbildung ist sehr monoton. Gute Aufschlüsse sind selten, da dieser brüchige, stark verschieferte Kalk mit häufiger Kleinfältelung sehr leicht verwittert. Die Lagerung des Aptychenkalkes auf seiner Unterlage ist an den wenigen gut aufgeschlossenen Stellen immer tektonisch gestört.

Es ist unmöglich auszusagen, wie stark das Schichtprofil durch tektonische Vorgänge reduziert ist, da auch die Hangendgrenze des «Malmkalkes» immer durch eine tektonische Fläche – die Basisfläche der Ötz-Decke oder die Basisfläche der zweiten Schuppe – gebildet wird, und folglich Abscherungen an der Basis und im Dach gut möglich wären. Auf die Wiedergabe eines stratigraphischen Profiles wird daher verzichtet. Feinschichtungsphänomene sind sehr selten.

Oft ist es nicht leicht, den Aptychenkalk vom anisischen Kalk zu unterscheiden. Aus der Lagerung, aus feinen Unterschieden in der Lithologie und aus dem Unterschied im Dolomitgehalt geht jeweils die stratigraphische Zugehörigkeit des fraglichen Kalkes klar hervor.

Mehrere Karbonatanalysen zeigten, dass der Anteil des Dolomites am Gesamtgestein im «Malm» 2,7% nie übersteigt; bei Proben an dem Aniskalk der Schuppen lag der Dolomitanteil jedoch immer über 6%. Der «Malm» ist in seinem Vorkommen auf die Schuppe am Piz d'Immez begrenzt.

Quartär, Morphologie

Das Quartär und die Morphologie werden in dieser Arbeit nur kurz gestreift, da mein Kamerad, Herr cand.geol. P. SCHLUSCHE, Wien/Scuol, sich zur Zeit mit einer Untersuchung über quartäre, subrezente und rezente Ablagerungen und Formen im Val S-charl und im Unterengadin beschäftigt und seine Resultate in kurzer Zeit veröffentlichen wird.

Während mehreren gemeinsamen Feldbegehungen untersuchten wir Bergstürze, Moränen, Blockströme, Seesedimente, Frostböden und Quellen und diskutierten morphologische Probleme.

1. Quartäre und rezente Sedimente

Wir fanden im besonderen in unserem Untersuchungsgebiet kein eiszeitliches Moränenmaterial in seinem ursprünglichen Schichtverband, doch zeugen zahlreiche erratische Blöcke beidseits des Clemgiatales bis auf 2600 m ü. M. und Schliffornen am Mot Madlain von der starken eiszeitlichen Vereisung. Die zahlreichen gut erhaltenen Moränenwälle haben alle ein nacheiszeitliches oder subrezentens Alter. Die besonders schön erhaltenen Wälle nördlich der Fora da l'Aua, des Piz d'Immez und des Piz Cristannes stammen vom 1820er Gletschervorstoss.

Die ausgeprägtesten Blockströme liegen in den Karen auf der Nordseite des Piz Sesvenna und des Piz Plazèr (siehe Fig. 20). Inwieweit unter diesen Schuttmassen noch Toteis liegt, wurde nicht entschieden. Typische Frostbodenstrukturen wurden an zahlreichen über 2400 m hohen Stellen beobachtet und teilweise in die Karte eingetragen.



Fig. 20: Blockströme auf der Nordseite des Piz Plazèr und Piz Sesvenna.

2. Quellen

Der ausgeprägteste Quellhorizont liegt über Seetonen¹⁾ im Clemgital, unterhalb Ravitschana. Bei Pradatsch treten an diesem Horizont auf kurze Distanz 11 Quellen zutage. Ein weiterer deutlicher Quellhorizont wird durch die Oberfläche des Verrucanos, teilweise des Kristallins gebildet. Die zahlreichen kleinen Quellen auf der Nordseite des oberen Val Sesvenna werden diesem Horizont zugeschrieben.

Schöne Beispiele von Schuttquellen fanden wir oft an der Stirne der Blockströme.

Beim auffälligen Wasseraustritt am Weg von der Alp Sesvenna nach Marangun (Koord. 823.350/179.600) handelt es sich um die Resurgenz des 150 m höher in der Schutthalde versickernden Wassers der grossen Karstquelle am Fusse des steilen Abbruches des Val Cornet.

Das Val Trigl und das Val Cornet werden vor allem unterirdisch entwässert. Das Wasser aus dem Val Trigl–Triglet speist z.T. die Quellen von Pradatsch, dasjenige aus dem Val Cornet die oben erwähnte Karstquelle.

3. Zur Morphologie

Die morphologischen Formen sind bedingt durch die Gesteinsbeschaffenheit, die Tektonik und alte Verebnungen. Das Gebiet des Kristallins und Permo-Werfénien hebt sich mit seinen weichen Geländeformen deutlich von dem eine sehr grosse Reliefenergie aufweisenden Dolomit- und Kalkgebiet ab.

Weiter können wir gut nach morphologischen Kriterien den Unterbau vom Oberbau²⁾ trennen. Der Unterbau bildet vor allem die «Mots», mit wenig hohen Wänden und mittelsteilen Flanken; der Oberbau dagegen ist charakterisiert durch die hohen, steilen Hauptdolomitwände und die zackigen Gipfel und Gräte.

¹⁾ Durch Bergsturzmaterial wurde zeitweilig im Clemgital ein See aufgestaut. Die Bildungsgeschichte dieses Sees und die Seesedimente werden in einer demnächst erscheinenden Publikation von SCHLUSCHE beschrieben.

²⁾ Siehe Definitionen im Kapitel «Tektonik», Abschnitt II/2 und II/5.

Das Carnien, zwischen Unter- und Oberbau, ist – bedingt durch seine weichen, leicht erodierbaren Gesteine – meist von Tälern durchzogen.

Die Talrichtungen liegen häufig parallel dem mittleren Streichen der Schichten – Val dal Poch, unteres Val Sesvenna, Val Cornet und Val Cristannes – oder parallel den Querstörungen, so im Clemgiatal unterhalb der Einmündung des Val Minger.

Die Ebene der Lais da Rims liegt parallel der wenig höheren, konstruierten Basisfläche der Schlinig-überschiebung.

Einige Beobachtungen über die Entstehung des Dolomites

Trotzdem ich die Frage nach der Entstehung der verschiedenen Dolomite in der S-charl-Decke nicht im Detail beantworten kann, erlaube ich mir, einige Beobachtungen mitzuteilen, die in einem späteren Zeitpunkt, nach eingehenden Spezialuntersuchungen, vielleicht etwas zur Lösung dieser heiklen Frage beitragen können.

In letzter Zeit wurde sehr viel über die Genese des Dolomites publiziert; doch fehlen bis jetzt eindeutige, allgemeingültige Kriterien, die in jedem Fall eine Unterscheidung des primär Entstandenen vom sekundär, «metasomatisch» Gebildeten erlauben würden. Ebenfalls sind noch wenig sichere Tatsachen über die Art und den Zeitpunkt der Dolomitisierung bekannt.

Ich fand nun vor allem in den norischen Sedimenten mehrheitlich Hinweise, die auf eine nachsedimentäre Bildung des Dolomites hindeuten. Nur für den Dolomit des mittleren Anisien erscheint eine primäre Entstehung als wahrscheinlich¹⁾.

Zu unterst im Anisien tritt oft eine aus fast reinem Dolomit bestehende Echinodermenbreccie auf. Da Echinodermen ihr Gerüst nicht aus Dolomit aufbauen, muss dieser Dolomit nachsedimentär – während der Diagenese oder noch später – entstanden sein.

Das mittlere Anisien weist oft eine durch Wechsellagerung von dolomitreichen hellen und dolomitarmen dunkeln Schichten entstandene Feinschichtung auf (siehe Fig. 9).

Die Entstehung dieser Wechsellagerung liesse sich folgendermassen erklären. Bei immer gleichbleibender Zufuhr von Ca und Mg fällt ein Kalkschlamm aus, der weniger Magnesium als das Wasser enthält. Das führt zu einer Steigerung des Mg-Gehaltes im Wasser bis über die Sättigungsgrenze, und es kommt zur plötzlichen Ausscheidung eines stark dolomitischen Kalkes. Im Wasser steigt dadurch wieder der Kalkanteil bis plötzlich wieder dolomitärmer Kalkschlamm ausfällt. So konnte durch rhythmische Fällung eine Wechsellagerung wie diejenige des mittleren Anisien entstehen.

Die ebenfalls aus dem mittleren Anisien bekannten starken Konzentrationen von Dolomit in Tupfen, Flecken oder wolkenartigen Gebilden können weder als Kriterium für eine primäre Dolomitsedimentation, noch für eine metasomatische Dolomitbildung angesehen werden; denn es kann sich dabei sowohl um eine syndiagenetische Konzentrierung von fein im Sediment verteiltem Dolomit, wie auch um eine wenig fortgeschrittene Dolomitisierung handeln.

Für die grossen Dolomitkomplexe im Norien erscheint eine metasomatische Bildung wahrscheinlich. In unserem Gebiet konnten zwar keine Hinweise auf die Art der Entstehung dieser Dolomitserie gefunden werden, da die Dolomitisierung die gesamte Gesteinsserie vollständig ergriffen hat.

Die Schalen der zahlreichen Megalodonten bestehen aus Dolomit. Es gilt für diese Dolomitschalen das gleiche wie für die oben erwähnten Echinodermenreste.

Weiter im Westen, am Spöl bei Punt dal Gall, ist die Dolomitisierung im Norien weniger weit fortgeschritten. Wir fanden dort am linken Bachufer in einem – jetzt durch die Deponie eines Injektionsstollens zugeschütteten – Aufschluss einen seitlichen Übergang von Kalk in Dolomit. Die Grenze zwischen dolomitreichem und dolomitarmem Sediment ist scharf. Sie verläuft senkrecht zur Schichtung. Die Schichtung ist

¹⁾ KARAGOUNIS (1962) nimmt für den unteranisischen Dolomit ebenfalls eine primäre Entstehung an.

dort sehr ruhig; es gibt keinerlei Hinweise auf starken Transport des unverfestigten Sedimentschlammes. Wir müssen also annehmen, dass entweder im gleichen Ablagerungsraum dicht nebeneinander Dolomit und Kalk, getrennt durch eine scharfe Grenze, ausgeschieden wurde oder dass in dieser Schicht die Front eines nachsedimentären Dolomitierungsvorganges aufgeschlossen ist. Da es absolut undenkbar ist, dass im Meer mit normal zirkulierendem Wasser nebeneinander, scharf abgegrenzt, gleichzeitig Kalk und Dolomit ausgeschieden werden, müssen wir diesen seitlichen Übergang als Beweis für eine nachträgliche «metasomatische» Dolomitierung auffassen.

Bei Punt dal Gall fanden wir im untersten Injektionsstollen auf der rechten Talseite in z. T. stark brecciosen, norischen Karbonatgesteinen schöne Strukturen, die auf eine Dolomitierung hindeuten. Dolomitische Zonen, die oft — aber nicht immer — parallel der Bankung verlaufen, wechseln mit kalkreichen. Der Dolomit dieser Zonen ist immer heller und grobkörniger als der Kalk. Die Grenzen zwischen kalkreichen und dolomitreichen Partien sind nicht sehr scharf. Wir fanden am Rand der Partien aus reinem Dolomit eine Zone von wechselnder Mächtigkeit, in der der Dolomit in unregelmässiger Form den Kalk verdrängt (siehe Fig. 21); darauf folgt eine Zone aus dichtem, feinkörnigem, ziemlich reinem Kalk. Entlang kleinen Klüften und Haarspalten drang die Dolomitierung auch in diese Zone vor (siehe Fig. 22). Der Kalk ist entlang diesen Spalten, zum Teil beidseitig, zum Teil nur auf der Liegendseite in Dolomit umgewandelt¹⁾.

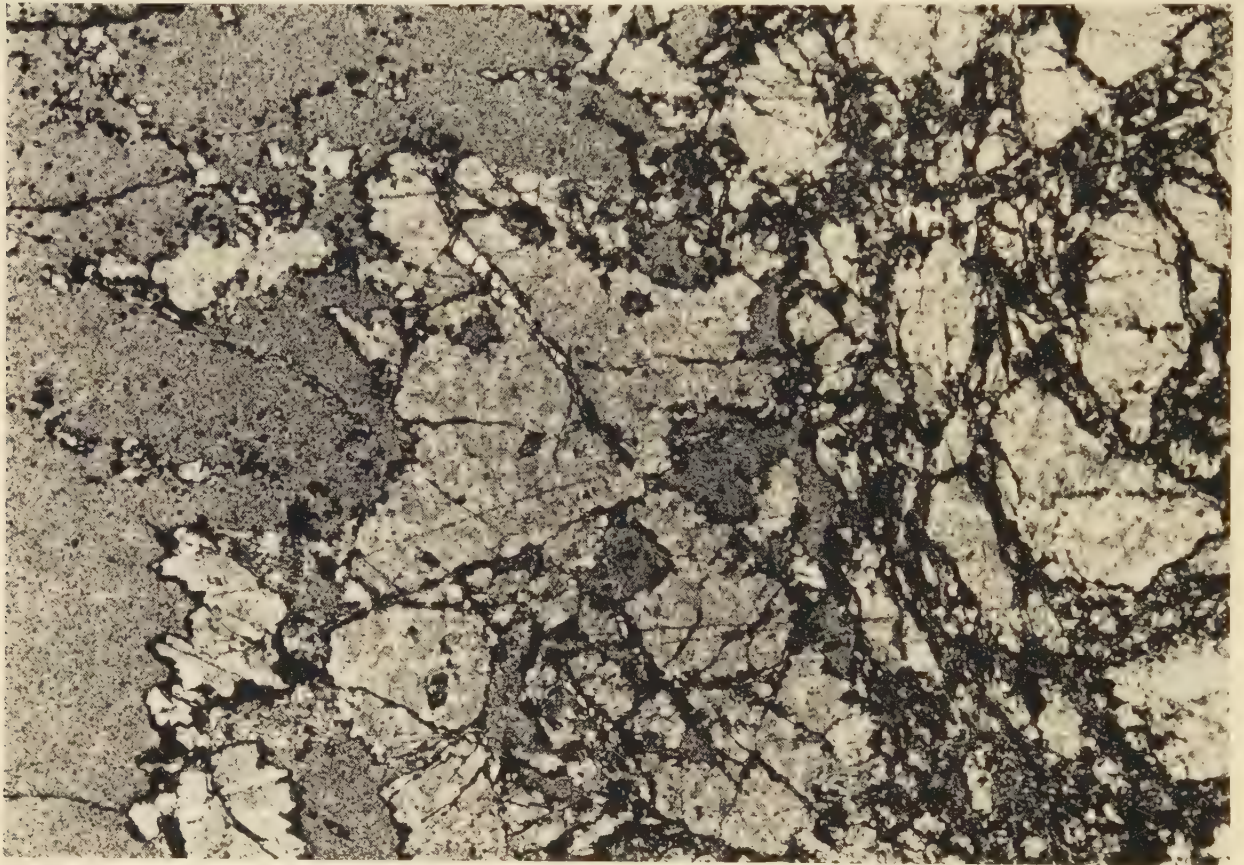


Fig. 21: Lackfilmaufnahme eines norischen Karbonatgesteines (12mal vergrössert).

Das Bild zeigt eine «Dolomitierungsfront». Die hellen, grobkörnigen Partien (rechte Bildseite) bestehen aus Dolomit, die dunklen, feinkörnigen aus Kalk (linke Bildseite). Im Dolomit sehen wir noch einzelne Kalkinseln, in die Dolomitkörner idiomorph hineinragen.

Fundort: Injektionsstollen in Punt dal Gall, rechte Talseite.

¹⁾ Ähnliche Dolomitierungserscheinungen wurden von E. GENGE, jun. (1958) in seinem «Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)», *Eclogae geol. Helv.* 51, beschrieben.

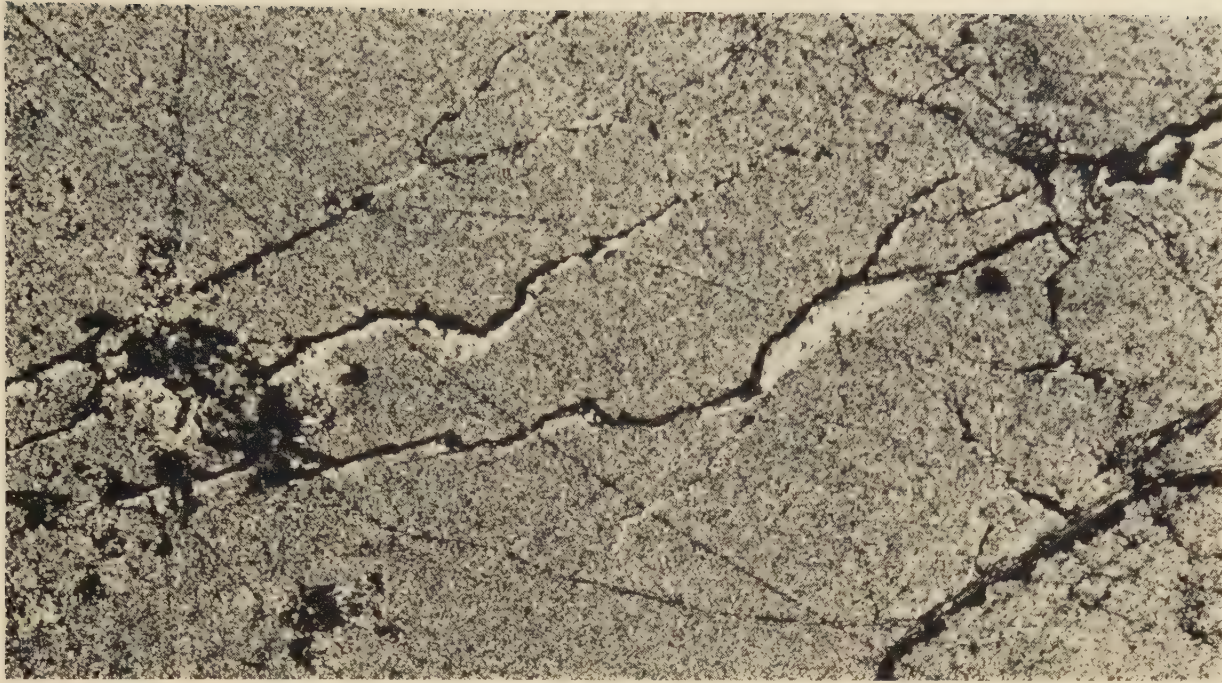


Fig. 22: Lackfilmaufnahme eines norischen Karbonatgesteines (10mal vergrößert).

Die Dolomitisierung dringt vor allem entlang kleinen Spalten vor. Die Photo zeigt ein Geopetalgefüge. Das Gestein ist auf der Liegendseite von feinen Spalten dolomitisiert (helle Partien = Dolomit). Links im Bild ist die «Dolomitiserungsfront». Die Spalten sind im Kalk (beim schwarzen Strich, der das Bild in einer schwachen Biegung von links oben nach rechts unten durchzieht, handelt es sich um eine Kratzspur).

Fundort: Injektionsstollen Punt dal Gall, rechte Talseite.

Da der Hauptdolomit von Punt dal Gall sicher im gleichen Sedimentationsraum und unter den gleichen Sedimentationsbedingungen abgelagert wurde wie derjenige von S-charl, können wir für den S-charler Hauptdolomit eine «metasomatische» nachsedimentäre Bildung postulieren. Diese Dolomitisierung wird durch die alpinen tektonischen Strukturen nicht beeinflusst. Das Alter der Dolomitisierung ist nicht bekannt.

Eine eigenartige Tatsache erscheint noch erwähnenswert. Die meisten der gefundenen Tuffe und Tuffite liegen im Dolomit. Auch bei denjenigen, die in einer kalkigen Serie vorkommen (z. B. im Anisien), fanden wir immer Anzeichen von Dolomitisierungsvorgängen in den Kalken in Nähe der Tuffbänke. Da wir in den Tuffen und Tuffiten nur ganz selten basische, magnesiumreiche Bestandteile fanden, erscheint es möglich, dass ein Teil des Magnesiums des Dolomites tuffogenen Ursprunges ist.

Tektonischer Teil

I. Tektonischer Überblick

Um Wiederholungen zu vermeiden, wird auf eine chronologische Darstellung der zahlreichen tektonischen Hypothesen, welche während der letzten 60 Jahre über die Entstehung der Engadinerdolomiten aufgestellt wurden, verzichtet und dafür auf KARAGOUNIS (1962) verwiesen.

Wir gehen weitgehend mit WENK (1934) einig, der in der S-charl-Decke den rückwärtigen Teil der Silvretta-Decke erkennt und auf die Unmöglichkeit einer Trennung des Silvretta-Kristallins (Sesvenna-Kristallin) vom Ötz-Kristallin im Vintschgau, südlich Mals, hinweist.

STAUB und BOESCH betrachten die S-charl-Decke als überfahrene Stirn der Silvrettamasse. Wir fanden jedoch keinerlei Anhaltspunkte, die diese Hypothese bestätigen würden.

SPITZ & DYHRENFURTH (1915) erkannten den Stockwerkbau der S-charl-Decke. Der Oberbau¹⁾ – Hauptdolomit und jüngere Sedimente – liegt diskordant auf dem Unterbau¹⁾. Seither wird von anderen Autoren

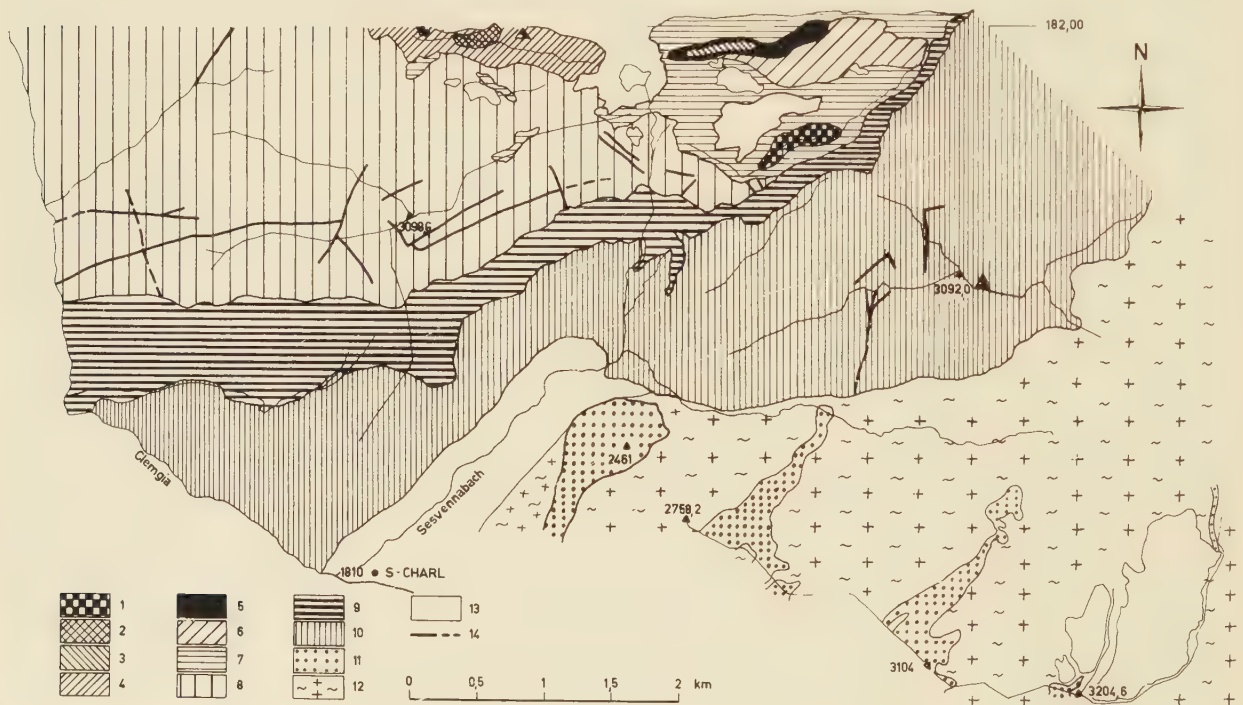


Fig. 23: Tektonische Kartenskizze des Untersuchungsgebietes:

- | | |
|---|---|
| 1. Klippen der Ötztal-Decke | 8. Oberbau |
| 2. Schuppe westlich des Punktes 3034 | 9. Raiblerzone |
| 3. Schuppe vom Punkt 2894 | 10. Unterbau |
| 4. Schuppe vom Piz San Jon | 11. Sedimentkeile |
| 5. Schuppenzone | 12. Sesvenna-Kristallin |
| 6. zweitunterste Schuppe | 13. Quartär, Seen, Gletscher |
| 7. unterste Schuppe (Schuppe des Piz d'Immez) | 14. wichtigste Bruchlinien und Scherflächen |

¹⁾ Siehe Definitionen in den Abschnitten II/2 und II/5.

zwischen Unter- und Oberbau noch der Mittelbau, bestehend aus unter- und mitteltriadischen Schuppen, eingefügt, und diskordant auf dem Oberbau liegende Schuppen werden als Dachstock zusammengefasst.

Der Begriff des Dachstockes konnte sich jedoch nicht durchsetzen.

Gegen Westen zu wird der Innenbau der S-charl-Decke komplizierter, eine starke Verschuppung tritt auf und verwischt die einfache Stockwerktektonik.

EUGSTER (1959) zeigt, dass S-charl- und Quattervals-Decke einer grossen Stammdecke zuzuordnen sind und die Gallolinie nicht als tektonische Trennfläche erster Ordnung aufzufassen ist. Dies wird auch durch neue Aufschlüsse in dem gegenwärtig im Bau stehenden Strassentunnel von Punt la Drossa nach Punt dal Gall eindeutig erwiesen.

Im Untersuchungsgebiet keilt der Oberbau entlang der Linie Piz d'Immez–Sursass aus; an seine Stelle treten die Schuppen an der Basis der Ötztal-Decke. Östlich dieser Linie liegen diese Schuppen direkt auf dem Carnien oder auf dem Unterbau, westlich von ihr überlagern sie den Oberbau.

Im folgenden werden alle Strukturen, die quer zur Hauptstreichrichtung – 60° Ost – verlaufen, Querstrukturen und die, welche längs zu ihr verlaufen, Längsstrukturen genannt.

II. Einzelbeschreibungen

(siehe auch Fig. 23)

1. Bergkette Mot da l'Hom–Piz Sesvenna–F. Sesvenna

Die Kette vom Mot da l'Hom zur F. Sesvenna wird zur Hauptsache von einer ENE-streichenden Kulmination im Kristallin der S-charl-Decke aufgebaut. Im Nordschenkel dieser Kulmination sind vier Sedimentkeile eingelagert. Der unterste und westlichste dieser Keile besteht aus zwei durch eine Scherfläche getrennten, eingepressten, liegenden Synklinalen.

Die obere dieser Faltenmulden, welche den Punkt 2461 (in der Karte von SPITZ & DYHRENFURTH [1915] als Mot da l'Hom bezeichnet) aufbaut, weist eine stark reduzierte Schichtreihe vom Permo-Werfénien bis ins Ladinien auf. Diese Synklinale ist stark zusammengepresst, beide Schenkel liegen fast parallel. Die Schichten streichen nach ENE und fallen mit 40° nach Süden ein. Das Permo-Werfénien liegt subkonkordant auf dem Kristallin, das Anisien diskordant auf dem Buntsandstein. Die untere dieser Synklinalen, welche eine Schichtreihe bis ins Anisien aufweist, ist weniger weit ins Kristallin eingekeilt. Die Umbiegung des verkehrten in den normal liegenden Schenkel ist in den kleinen Aufschlüssen im Wald unter Punkt 2461 schön zu sehen.

Der zweite Keil – südlich Marangun – besteht ebenfalls aus einer stark zusammengepressten Synklinale. Der untere normale Schenkel liegt parallel dem oberen verkehrten. Das Anisien im Kern der Faltenmulde ist auch hier stark reduziert. Der Keil streicht bei Marangun 30° Ost und biegt weiter südlich nach Osten ab. Unterhalb des Gratkammes streicht er mit 50° Ost und fällt mit 60° gegen SE ein. Die Schieferung im Keil und im Kristallin verläuft parallel zur Schichtung im Sediment.

Der dritte Sedimentkeil, zu dem die Sedimentvorkommen westlich des grossen Blockstromes vom Piz Sesvenna und dasjenige vom Gipfel des Piz Plazèr gerechnet werden, besteht nur noch aus Buntsandstein und Verrucano. Diese Quarzite lagern diskordant zum Kristallin. Es scheint sich ebenfalls um eine eingequetschte Synklinale zu handeln, doch wurden keine eindeutigen Kriterien für die verkehrte Lage des Hangendschenkels gefunden. Die allerdings untypische Schichtreihe deutet auf eine Faltenmulde mit Verrucano aussen und Buntsandstein im Kern hin.

Der oberste, östlichste Sedimentkeil liegt wenig unterhalb des Sesvennagipfels. Eine Verbindung dieses nur wenige Meter mächtigen Sedimentzuges mit jenem in der Westflanke der Fernerspitze, der mit dem Permo-Werfénien des Frollerkopfes zusammenhängt, erscheint wahrscheinlich. Diese Verbindung ist nur durch den Sesvennagletscher unterbrochen.

INHELDER (1952) beschreibt, dass sich dieser Verrucanozug knapp unterhalb des Gipfels auch in der Südflanke des Piz Sesvenna durchgehend verfolgen lasse, und zeichnet ihn auch in einer Ansichtsskizze des Piz Sesvenna ein. In seiner Karte lässt er ihn hingegen in der Sesvenna-Südflanke eindeutig auskeilen. INHELDER fasst diesen Verrucano als die normale Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins auf. Das Gipfelkristallin deutet er als Klippe und verbindet sie in einer grossen, völlig hypothetischen Überschiebung mit dem 8 km südlich gelegenen Kristallin des Muntet und des Piz Terza. Die Kristallinkappe des Piz Sesvenna würde demnach zur «ersten Rückenschuppe der S-charl-Decke» STAUB (1937) gehören.

Dieser Ansicht muss widersprochen werden, da der Verrucanozug nicht rund um den Sesvennagipfel verfolgt werden kann; vielmehr keilen die Sedimente in der Süd- und SE-Flanke des Piz Sesvenna aus, wie es INHELDER auf seiner Karte ja auch darstellte. Das lokale Auftreten von Verrucano in der Südflanke des Piz Sesvenna beruht nur auf der stark fortgeschrittenen Erosion, die bewirkt, dass auf der Südseite des schmalen Sesvenna-Ostgrates rückwärtige Teile des obersten Sedimentkeiles aufgeschlossen sind. Wir haben folglich keine Anhaltspunkte, die für eine weite Überschiebung einer «ersten Rückenschuppe» im Sinne STAUBS auf die eigentliche S-charl-Decke sprechen.

Aus diesen vier im Kristallin eingeschuppten Synklinalen entwickelt sich der Faltenbau des Mot Madlain und der Bergkette vom Piz Cornet zum Piz Cristannes. Die Strukturen lassen sich jedoch nicht direkt über das Sesvennatal von der rechten zur linken Talseite verfolgen, da längs des Sesvennatales ein nicht aufgeschlossener Bruch verlaufen muss, an dem die Querbrüche der rechten Talseite abstossen; denn im Kristallin der linken Talseite konnten keine bedeutenden Querstrukturen – steile, ungefähr N–S verlaufende Brüche – festgestellt werden. Am Nordschenkel der Kulmination, im Sesvenna-Kristallin, glitten die gefalteten Sedimente des Unterbaues ab. Die zwischen den Kristallinkernen der Antiklinalen eingepressten Synklinalen wurden durch die Gleitfläche vom übrigen Faltenbau abgetrennt und blieben zurück.

2. Gebiet zwischen F. Sesvenna, F. Cornet und Alp Sesvenna

Das Gebirge rechts des oberen Sesvennatales bis zur Schuttrinne, die in den Raiblern unterhalb des Piz d'Immez von der Alp Sesvenna zur F. Cornet hinaufzieht, wird durch die stark verfalteten und verschuppten Sedimente des Unterbaues gebildet.

Als Unterbau bezeichne ich – der Auffassung von SPITZ & DYHRENFURTH (1915) entsprechend – dasjenige Sedimentpaket, welches unter dem Gleithorizont der Raiblerrauhacken oder einem diesem entsprechenden Gleithorizont und über der kristallinen Unterlage oder dem eng mit ihr verbundenen Permo-Werfénien liegt, sofern diese Einheit einen vom Oberbau (siehe Definition im Kapitel II/5) deutlich verschiedenen Baustil oder von ihm stark abweichende Strukturrichtungen aufweist.

Die Innentektonik des Unterbaues wird normalerweise charakterisiert durch Gleitungen, ausgeprägten Faltenbau und Verschuppungen.

Im Piz Cornet erkennen wir die von der Sesvennakulmination abgeglittenen Falten wieder (vgl. Fig. 24). Am Sesvennabach, oberhalb der Einmündung des Baches von der Fora da l'Aua, fanden wir von unten nach oben: normal gelagerten, anisichen Kalk, ladinischen Dolomit mit Diploporen, anisichen Kalk in verkehrter Lagerung und zuoberst Buntsandstein. Diese Schichtfolge, die sich leicht mit der untersten Synklinale am Mot da l'Hom verbinden lässt, repräsentiert die unterste Falte des Unterbaues, auf die die oberen Falten glitten. Durch diese Aufgleitung wurde die unterste Falte stark zusammengepresst und nach Norden überkippt. Erst weiter westlich, im Mot Madlain, entwickelt sich diese Falte voll.

Die folgenden drei liegenden Falten, welche den Piz Cornet aufbauen, sind stark zerschert. Einzelne Schenkel fehlen durch Abscherung und Ausquetschung. In den Faltenkernen – Buntsandstein und Anisien – bildeten sich oft sekundäre Falten, deren Achsen parallel zu den Hauptfaltenachsen verlaufen. Im Durchschnitt streichen die Faltenachsen nach ENE und liegen sehr flach. Seltener wurden in der Kleinfältelung Achsen gemessen, die ungefähr N–S verlaufen (die Werte streuen von W 80° N bis N 18° E). Die Ansichtsskizze des Piz Cornet und Piz Cristannes von Süden (Fig. 24) zeigt den komplizierten Schuppen- und Faltenbau am Cornet deutlich. Wir sehen auch, dass der ladinische Dolomit oft in Gleitbrettern über die Falten hinwegglitt.

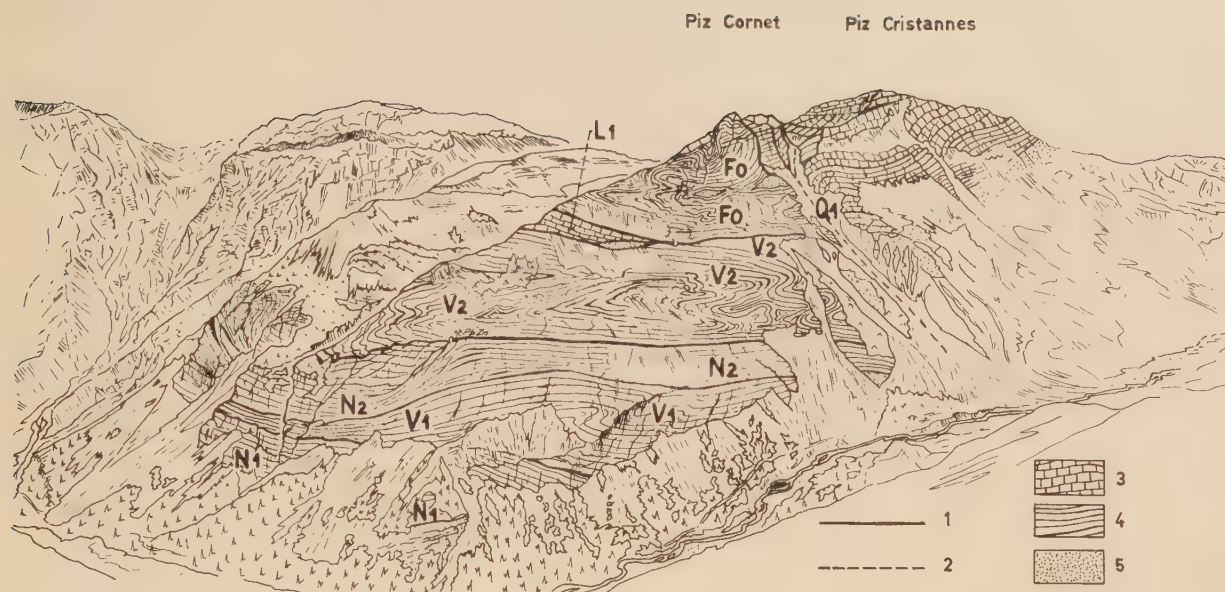


Fig. 24: Ansichtsskizze des Piz Cornet und Piz Cristannes von Süden.

- 1 Tektonische Flächen, insbesondere Scherflächen und Brüche.
- 2 Nicht aufgeschlossener Querbruch.
- 3 Dolomit (Ladinien).
- 4 Kalk (Anisien).
- 5 Sandsteine und Quarzite (Permo-Werfenien).
- N₁ Normal gelagerte Serie mit (im Osten) Buntsandstein an der Basis und (im Westen) anisischen Kalken im Dach.
- V₁ Verkehrt gelagerte Aniskalke.
- N₂ Normal gelagertes Anisien, mit (im Westen) anisischen Dolomiten an der Basis.
- V₂ Verkehrt gelagerte Serie von Aniskalken mit zahlreichen Sekundärfalten. An der Scherfläche zwischen N₂ und V₂ liegt eine Blei-Zink-Vererzung.
- L₁ Dolomitkeil, zum liegenden Schenkel der obersten Falte am Cornet gehörend, aber diskordant unter dem Anisien liegend.
- Fo Oberste Falte am Piz Cornet mit Buntsandstein im Kern. Im Anisien sind zahlreiche sekundäre Falten ausgebildet. Der Dolomit der NW-Seite des Piz Cornet gehört zum normalliegenden Schenkel dieser Falte.
- Q₁ Querbruch, jünger als der Faltenbau.

In der grossen Schuttrunse, die zwischen dem Piz Cornet und Piz Cristannes nach Marangun hinunterzieht, verläuft ein NNE streichender, ungefähr saiger stehender Bruch, mit bedeutender Sprunghöhe. Dieser Bruch, an welchem das ganze Faltensystem des Piz Cornet um mehr als hundert Meter abgesenkt wurde, ist eindeutig jünger als die ENE streichenden Falten und ebenfalls jünger als die Gleitbewegungen nach Norden und NNW, da der Bruch die Falten und Gleitbretter schneidet und von den nach NNW gerichteten Bewegungen nicht erfasst wurde. Am Ostgrat des Piz Cornet verfächert er sich in mehrere $\pm$ parallele, kleinere Störungen, die auf der Nordseite des Val Cornet auskeilen.

Zum gleichen Störungssystem gehört auch die Gleitfläche auf 2950 m in der Westflanke des Piz Cristannes, an der, wie aus den Kleinstrukturen und der Gleitstriemung deutlich hervorgeht, die Gipfelpartie des Cristannes nach Westen verschoben wurde. Diese Schubfläche schneidet ebenfalls ältere NE gerichtete Falten. Im Kapitel über die Schubrichtungen (vgl. S. 50) werden diese jüngeren Strukturen noch einmal erwähnt.

Am Ostgrat des Piz Cristannes fanden wir auf 3010 m bei Koord. 825.940/180.050 mehrere kleinere Gneisblöcke, die auf verwittertem ladinischem Dolomit liegen. Diese Gneisstücke als erratische Blöcke zu bezeichnen, ist nicht möglich, da die grossen eiszeitlichen Gletscher im S-charltal nie Höhen von über 2700 m erreichten und daher kein Moränenmaterial auf 3000 m Höhe ablagern konnten. Auch ein Transport dieses Gneises durch Lokalgletscher erscheint mir ausgeschlossen, denn der Sesvennagletscher – der einzige Gletscher im Kristallinegebiet der näheren Umgebung – konnte an der Südflanke des Cristannes unmöglich eine Höhe von über 3000 m erreichen. Ich fasse daher diesen Gneis als Rest einer vollständig verwitterten und

fast ganz wegerodierten Klippe oder eines Schubspanes von Ötz-Kristallin auf. Die hypothetische Basis der Schlinigüberschiebung (Öztal-Decke) verläuft nur wenig über dem heutigen Niveau des Cristannes-Ostgrates.

Um Wiederholungen zu vermeiden, verweise ich auf das Kapitel über die Schlinigüberschiebungen, in dem diese auf dem Unterbau der S-charl-Decke liegende Ötz-Klippe noch näher besprochen wird.

3. Mot Madlain

Auf der rechten Seite des Sesvennatales am Mot Madlain sind weder Permo-Werfénien noch Kristallin aufgeschlossen. Die Auflagerung des Unterbaues auf dem Kristallin ist daher nicht bekannt.

Von der Alp Sesvenna her erkennt man in der SE-Flanke des Mot, im unteren Teil der Steilstufe, gut eine nach NNW überkippte Antiklinale. Bei mehreren Profilaufnahmen liess sich mit Leichtigkeit durch Schichtmessungen und mittels sedimentologischer Kriterien, wie Gradierungen und anderer Schichtungsphänomene, welche hier in den anisichen Kalken zahlreich auftreten, der verkehrtgelagerte Liegend-schenkel vom normalgelagerten Schenkel im Hangenden trennen. Die Faltenachse streicht im Mittel 58° Ost und taucht mit ca. 10° gegen SW ein. Im Liegend-schenkel ist nur das Anisien aufgeschlossen, der Hangend-schenkel besteht aus anisichen Kalken und ladinischem, Diploporen führendem Dolomit. Im Hangenden dieser Antiklinale folgt über einer Gleitfläche eine Serie mit anisichem Kalk an der Basis und ladinischem Dolomit im Dach. Im Osten und SE des Mot Madlain streicht diese Serie ungefähr W–E und fällt mit 45° – 70° gegen Norden ein; im NW, links des Val dal Poch, steht sie zum Teil saiger oder fällt sehr steil nach NW ein und streicht 60° Ost.

4. Raiblerzone

Die Zone der Raiblergesteine erstreckt sich von Pradatsch durch das Val dal Poch, über die Cuogns da Sesvenna, durch die Schuttrunse südlich des Piz d'Immez bis an den NW-Rand des Val Cristannes. Wir können diese Zone als tektonische Einheit auffassen, da die Raiblergesteine eine vermittelnde Stellung zwischen dem Unterbau und dem Oberbau einnehmen. Ihr Innenbau gleicht mehr demjenigen des Unterbaues, als Ganzes betrachtet bildet sie jedoch eher die Basis des Oberbaues. Entsprechend dem Auskeilen des Oberbaues gegen SE zu wird auch die Mächtigkeit der Raiblerzone von mehreren hundert Metern im Westen auf weniger als hundert Meter im Osten reduziert. Diese Zone streicht ungefähr 75° Ost, was dem normalen Streichen des Unter- und Oberbaues entspricht.

Einschuppungen von Raiblergesteinen in den Unterbau sind selten. Auf der rechten Seite der südlich des Piz d'Immez gelegenen Runse ist auf 2350 m ü. M. ein Keil von Raiblerrauhacke über 300 m in den ladinischen Dolomit des Unterbaues eingepresst; auf 2400 m ragt dagegen ein Keil aus ladinischem Dolomit über 250 m in die Raiblerzone hinein. Zuerst in dieser Runse, auf 2660 m ü. M., überlagert Raiblerdolomit den steilstehenden ladinischen Dolomit mit einer Winkeldiskordanz von über 30° . Auch auf dem Mot Madlain schneidet die Raiblerzone diskordant den Unterbau ab.

In der Regel gleicht die Raiblerzone mit der Rauhwacke an ihrer Basis das starke Relief der Oberfläche des Unterbaues aus.

Die durchschnittliche Schichtrichtung der Raiblerschichten liegt westlich des Punktes 2523,9 (Mot Madlain) bei 77° Ost (Mittel aus 24 Messungen) östlich davon bei 62° Ost (Mittel aus 28 Messungen). Die Schichten fallen steil nach Norden. Die Fallbeträge variieren sehr stark, der Durchschnittswert für die ganze Raiblerzone, der allerdings wenig repräsentativ ist, beträgt 58° . Im unteren Teil der Raiblerschichten, mit vorwiegend plastischen Gesteinen, sind Falten, auch solche mit kleinen Radien (< 15 m) häufig. Im oberen Teil sind kleine Falten selten, grössere Verbiegungen, deren Achsen mehr oder weniger parallel zur Streichrichtung der Schichten verlaufen, sind jedoch zahlreich.

Verschuppungen, Scherflächen und Gleitebenen sind sehr zahlreich. Diese Flächen streichen meist ENE und fallen gegen Norden. Durch Verschuppungen wird westlich des Mot Madlain die Mächtigkeit der Raiblerzone gegenüber derjenigen des Normalprofils der Raiblerschichten mehr als verdoppelt.

Sehr häufig treten Querbrüche auf; teils sind sie auf eine Raiblerschuppe begrenzt, meist durchschneiden sie jedoch die Längsstrukturen. Die N-S bis NNE-SSW streichenden Querstrukturen sind also, wenigstens teilweise, jünger als die Längsstrukturen. In der Südflanke des Piz d'Immez fand ich einen 12° Ost streichenden, sehr steil nach Westen einfallenden Bruch, an dem die Überschiebungsfläche des Oberbaues auf den Raiblerschichten um mehrere Meter versetzt ist. Dieser Querbruch ist also jünger als die Überschiebung des Oberbaues auf den Raiblerschichten.

5. Oberbau westlich der Fora da l'Aua

Als **Oberbau** bezeichne ich dasjenige Schichtpaket, das über der Hauptüberschiebungsfläche im Dach der Raiblerschichten und unter der untersten Schuppe an der Basis der Schlinigüberschiebung liegt, sofern es einen vom Unterbau deutlich verschiedenen Baustil oder wesentlich andere Strukturrichtungen aufweist.

In unserem Untersuchungsgebiet gehören demnach die norischen und «liasischen» Sedimente der Kette des Piz Madlain, von Trigl Grond und des unteren Teiles des Piz d'Immez zum Oberbau. Dieses Gebiet weist, bedingt durch die bis über 1000 m mächtige Dolomitabfolge, gegenüber dem Unterbau einen vollkommen neuen Baustil auf. Biegefaltung, die für die plastischen Aniskalke des Unterbaues typisch ist, oder Gleitbrett-Tektonik, wie sie die ladinischen Dolomitserien zeigen, können im starren Dolomitkomplex des Oberbaues nicht mehr auftreten. Hier dominieren grossräumige Falten und Verschuppungen, Blattverschiebungen und grosse, weit durchziehende Bruchsysteme.

Die tiefen Schluchten und Runsen, welche die steilen Hauptdolomitwände durchziehen, folgen fast immer den Bruchflächen. Diejenigen, welche vom Piz Pradatsch, Trigliet oder von Pkt. 2366 ins Clemgiatal ziehen, folgen den Längsstörungen, die der Nord- und Südflanke der Madlalinkette den Querstörungen.

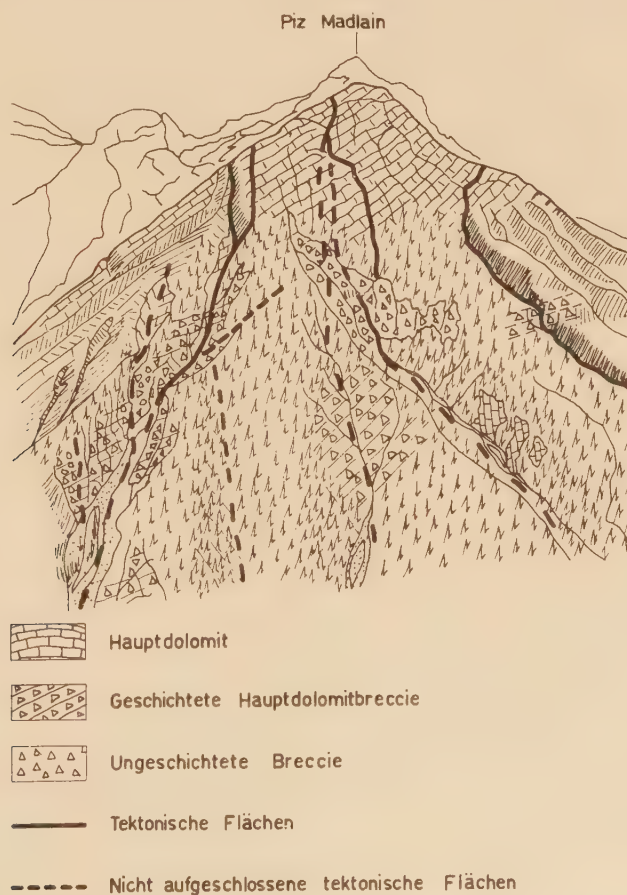


Fig. 25: Ansichtsskizze des Piz Pradatsch von Westen.

Bedingt durch das verschiedenartige Verhalten der Hauptdolomitbreccie und des normalen Hauptdolomites bei tektonischer Beanspruchung verfälschte sich bei God Nair, wo die Hauptdolomitbreccie eine grosse Mächtigkeit aufweist, die basale Überschiebungsfläche des Oberbaues. Dadurch entstand an der Basis des Oberbaues ein Schubspan, der von diesem durch eine Scherfläche getrennt ist. Der saiger stehende Hauptdolomit von God Nair gehört zu diesem.

Die in Fig. 25 reproduzierte Ansichtsskizze des Piz Pradatsch zeigt deutlich die grosse Winkeldiskordanz zwischen den saiger stehenden Dolomitbänken im Schubspan und dem mittelsteil nach Norden fallenden Dolomit des Oberbaues. Das Zusammenfallen der Runsen und Schluchten mit den Längsstörungen kommt in dieser Skizze gut zum Ausdruck.

Das Ausmass der Verstellungen, die an den Bruchflächen stattfanden, ist meist nicht leicht festzustellen. In der Regel weisen die Störungen je zwei, im Abstand von 0,05–1,5 m parallel verlaufende Bewegungsflächen auf.

Der Dolomit zwischen diesen beiden Flächen ist mylonitisiert. Rutschharnische sind zahlreich, Strömungen jedoch selten. Detailuntersuchungen an lokalen Leithorizonten zeigen, dass die Vertikalverstellungen meist nur sehr gering sind, mit Ausnahme des Querbruches, welcher westlich des Piz Madlain durch das oberste Trigliet zieht (Koord. 823.160/180.460). An diesem liegt die westliche Seite gegenüber der Ostseite mindestens 55 m tiefer. Wenig nördlich des Verbindungsgrates vom Piz Pradatsch zum Piz Madlain schneidet dieser Querbruch eine Längsstörung mit einer Blattverschiebung. Da der Querbruch von dieser Verschiebung nicht erfasst ist, muss er also jünger als die Längsstörung sein.

In der SE-Flanke des Piz Madlain fallen von weitem zwei Scherflächen auf. Die untere dieser Flächen lässt sich vom SW-Grat des Piz Madlain her über 1200 m weit in die SE-Flanke verfolgen. In den zahlreichen Querstörungen westlich der Fora da l'Aua verliert sie sich jedoch, bevor sie die Basis des Oberbaues erreicht. Diese Scherfläche fällt mit 10°–20° nach Ost bis ENE ein. Im Hangenden von ihr liegt der Hauptdolomit flacher als im Liegenden; die Diskordanz im Fallbetrag liegt bei durchschnittlich 10°. Zahlreiche Querstörungen werden von dieser Scherfläche abgeschnitten. Im Couloir, das im unteren Teil die östliche Begrenzung des Mot Madlain bildet, vereint sie sich auf ca. 2900 m mit der oberen, flacher liegenden Scherfläche, welche sich in der SE-Flanke des Piz Madlain über 800 m weit verfolgen lässt. Westlich dieses Couloirs teilt sich die Scherfläche in mehrere mittelsteil nach ENE fallende Querstörungen auf.

Diese beiden Scherflächen streichen parallel der anhand zahlreicher Klippen leicht konstruierbaren Basisfläche der Ötz-Decke. Sie liegen ebenfalls ungefähr parallel der Hangendgrenze des Oberbaues im Piz d'Immez. Bei der Besprechung der Schlinigüberschiebung werden diese auffallenden Parallelitäten noch diskutiert.

6. Fora da l'Aua und Oberbau am Piz d'Immez

Beim Punkt 3046, 400 m westlich der Fora da l'Aua, ist der Oberbau über 500 m mächtig, an der Fora da l'Aua selbst jedoch nur noch knapp 200 m. Östlich von ihr, in der Südflanke des Piz d'Immez, ist seine Mächtigkeit wieder mehr als 300 m. Diese starke Reduktion des Oberbaues ist durch eine N–S verlaufende Kerbe (Zugspalte) bedingt.

Die Möglichkeit, dass es sich nicht um eine Kerbe, sondern um einen Grabenbruch handelt, ist nicht ausgeschlossen. Doch müsste die Bildung dieses Grabens einerseits älter sein als die Überschiebung des Oberbaues auf die Raiblerschichten, da an der Fora da l'Aua die Grenzfläche Carnien–Norien durch die Störung nicht beeinflusst wird. Andererseits müsste sie jünger oder höchstens gleich alt sein als die Schlinigüberschiebung und die mit ihr verbundene Überschiebung der verschiedenen Schuppen an der Basis der Ötz-Decke, da diese Schuppen ebenfalls abgesenkt sind. Da jedoch sehr viele noch zu besprechende Anzeichen darauf hindeuten, dass die Schlinigüberschiebung bedeutend jünger ist als die Gleitbewegungen des Oberbaues auf den Raiblerschichten, erscheint die Existenz eines Grabenbruches an der Fora da l'Aua wenig plausibel.

Die Bildung dieser Kerbe lässt sich leicht erklären: In der Streichrichtung des Hauptdolomites vom Oberbau in der Ostseite und derjenigen des Hauptdolomites von der Westseite der Fora da l'Aua besteht eine Differenz von durchschnittlich 15°. Knapp 1 km östlich der Fora da l'Aua keilt der Oberbau im Piz

d'Immez vollständig aus, d. h. er wurde von den höheren tektonischen Einheiten völlig abgeschert. Während der Überfahrung und Abscherung durch die Ötz-Decke machte dort der Oberbau eine Drehbewegung, die zur Bildung der Kerbe in der Fora da l'Aua, die schon primär eine schwache Zone darstellte¹⁾, führte.

Die kleine Insel aus Hauptdolomit und Liasbreccie der untersten Schuppe, die westlich der Fora da l'Aua auf dem Liasschiefer liegt, ist vollständig versackt. Dies rührt von einem nicht tektonisch bedingten Abgleiten des Dolomites auf dem Schiefer her.

Das Band von dunklem Liasschiefer, das die SW-Flanke des Piz d'Immez quert, bildet das Dach des Oberbaues. Es wird im Hangenden von der untersten, den Oberbau überlagernden Schuppe abgeschnitten. In der SE-Flanke schneidet diese Schuppe auch den hier schon primär durch die rhätische Erosion stark reduzierten Hauptdolomit des Oberbaues ab.

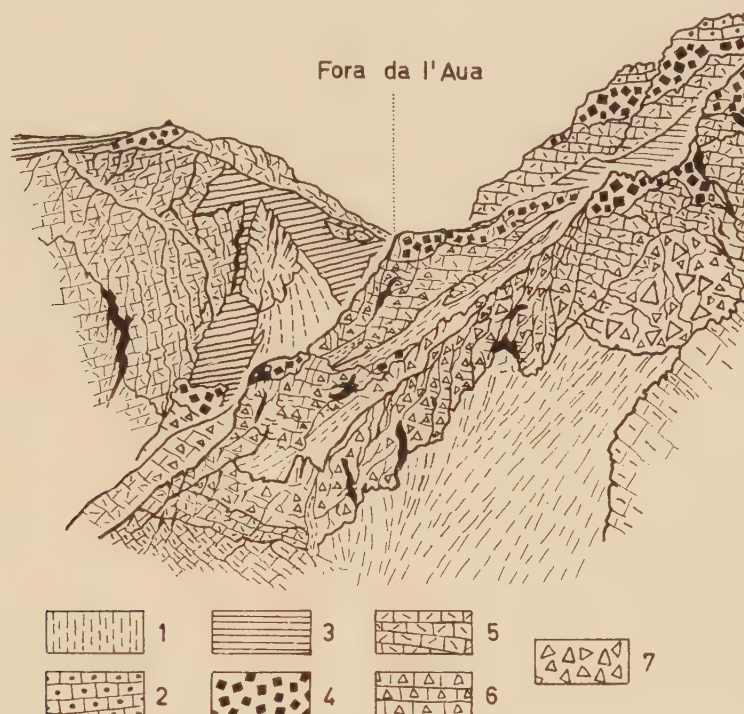


Fig. 26: Ansichtsskizze der Fora da l'Aua von Süden.

- | | |
|----------------|-----------------------------------|
| 1 Schutt | 5 Hauptdolomit |
| 2 Aptychenkalk | 6 gebankte Hauptdolomitsbreccie |
| 3 Liasschiefer | 7 ungebankte Hauptdolomitsbreccie |
| 4 Liasbreccie | |

7. Ostgrat des Piz San Jon, Plateau da Rims und Piz d'Immez

Im Gebiet zwischen Piz Lad oberhalb Martina im NE und Piz San Jon im SW liegen zwischen Ötz- und S-charl-Decke mehrere Schuppen, aus Sedimentmaterial der S-charl-Decke bestehend. Diese Schuppen wurden durch die Schlingigüberschiebung aus ihrem ursprünglichen Schichtverband am Ostende der S-charl-Decke abgeschert und an der Basis der Ötz-Decke nach Westen und NW verfrachtet.

In unserem Untersuchungsgebiet unterschieden wir fünf teils übereinander, teils nebeneinander liegende Schuppen. Die unterste liegt östlich vom Westgipfel des Piz d'Immez direkt auf der Raiblerzone der S-charl-Decke; im Westen überlagert sie den Oberbau. In der W-E verlaufenden Mulde unterhalb des

¹⁾ Im Abschnitt «Liasbreccie und Liaskalk» (vgl. S. 29) wurde eine während der Ablagerung der Liasbreccie entstandene Spalte im Hauptdolomit der Fora da l'Aua beschrieben.

Gletschers am Piz d'Immez taucht sie unter die tektonisch höheren Schubfetzen ein und kommt erst wieder in der Bergflanke südlich der Rims-Seen zum Vorschein.

Westlich der Fora da l'Aua dünnt diese Schuppe aus. Sie existiert noch in kleinen Klippen auf dem Ostgrat des Piz Madlain und bei den Trigl-Seen in Fetzen an der Basis der Schuppe des Piz San Jon.

Am Piz d'Immez sehen wir deutlich, dass die Strukturen der Innentektonik der S-charl-Decke durch die Basisfläche dieser Schuppe abgeschnitten werden. Die Schuppe lagert durchwegs diskordant auf dem Liegenden, und zahlreiche Längs- und Querbrüche des Oberbaues stossen an der Überschiebungsfläche ab. Die Kerbe der Fora da l'Aua erfasst jedoch sowohl den Oberbau als auch die unterste Schuppe. Ebenfalls bei Punkt 3046 fanden wir Querbrüche des Oberbaues, die sich in den Schuppen fortsetzen. Es ist mir jedoch keine Längsstruktur bekannt, welche die Schuppen und den Oberbau erfasst. Wir können daraus folgern, dass die Überschiebung der verschiedenen Schuppen wahrscheinlich jünger ist als die Strukturen innerhalb der S-charl-Decke, dass aber durch diese Überschiebung einige Querstrukturen des Oberbaues reaktiviert wurden.

In der untersten Schuppe ist die Lagerung nicht mehr so einheitlich wie in der S-charl-Decke. Die Streichrichtungen der Schichten variieren von NE bis SE. Zahlreiche Bruchflächen wurden eingemessen, wir fanden dabei zwei bevorzugte Streichrichtungen. Die eine liegt bei 63° Ost (Mittelwert aus 18 Messungen), die andere bei Ost 48° Süd (Mittelwert aus 14 Messungen). Diese beiden bevorzugten Richtungen deuten auf eine Schubrichtung von Ost 10° Süd hin.

Bei den vier östlich und nördlich des Piz d'Immez gelegenen Seen taucht an einem ungefähr W-E verlaufenden, steil nach Norden fallenden Bruch die unterste Schuppe unter die nächsthöhere, die aus Aniskalken und diskordant darüber gelagertem, ladinischem Dolomit besteht. Diese Schuppe wird durch einen 65° Ost streichenden, steil nach SE fallenden Bruch in zwei ungleiche Partien geteilt. Der östliche Teil besteht vor allem aus über 40 m mächtigem Aniskalk, der oft starke Kleinfältelung aufweist. Im westlichen Teil dominiert Diploporen führender, ladinischer, stark zerbrochener Dolomit, der stellenweise von wenig mächtigem Aniskalk unterlagert wird. Wenig nördlich von unserem Untersuchungsgebiet keilt diese Schuppe aus.

In dem Tälchen, das östlich des Punktes 2894 in Richtung NE zum Rimssee hinunterführt, wird die zweitunterste Schuppe von einer aus kleinen Schubspänen und Schuppen bestehenden Zone überlagert.

Diese Schuppenzone, welche sich rund um den Kamm vom Punkt 2894 verfolgen lässt und östlich dieses Kammes ihre grösste Mächtigkeit erreicht, besteht aus zahlreichen, meist weniger als 2 m mächtigen Schubspänen. Der Gesteinsinhalt variiert in dieser Zone stark; wir fanden Sedimente jeglichen Alters zwischen Perm und Norien. Einzelne dünne Schubspäne weisen Längen von über 100 m auf. Diese Zone ist sehr stark mit Schutt überdeckt. Eine Detailkartierung im Massstab 1:10000 war nicht möglich. Diese Schuppenzone wird von einer über 40 m mächtigen Schuppe aus stark zerbrochenem Hauptdolomit, die den Kamm von Punkt 2894 bildet, überlagert.

Westlich der Fora da l'Aua liegt im Grat vom Punkt 3035 die Schuppe des Piz San Jon teils direkt auf dem Oberbau, teils auf Fetzen der untersten Schuppe. Im Westen, d.h. im Ostgrat des Piz San Jon, weist diese Schuppe eine stark reduzierte Schichtfolge von Permo-Werfénien bis ins Norien auf; östlich des Punktes 3035 bildet ladinischer Dolomit den Gratkamm. Dieser Dolomit lagert nördlich der Fuorela, die von der Fora da l'Aua nach Trigl Grond führt, diskordant auf verschupptem, anisischem Kalk und Buntsandstein. Ob diese verschuppten Gesteine des Werfénien und Anisien die westlichste Fortsetzung der oben beschriebenen Schuppenzone darstellen oder ob sie die normale, tektonisch stark gestörte Basis der Piz-San-Jon-Schuppe repräsentieren, konnte nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Es lässt sich auch nicht feststellen, ob die Schuppe des Piz San Jon eine selbständige Schuppe ist oder ob sie mit der mittleren oder oberen Schuppe des Gebietes östlich der Fora da l'Aua zusammenhängt.

Zwischen dem Punkt 3035 und der Ordinate 822 liegt diskordant auf dem Ladinien und im Osten auch direkt auf dem Anisien und Permo-Werfénien die höchste Schuppe an der Basis der Ötztal-Decke. Sie besteht vor allem aus Hauptdolomit.

8. Klippen der Ötz-Decke

In unserem Arbeitsgebiet liegen zwei Klippen aus Kristallingesteinen der Ötz-Decke; die eine baut die Gipfelpartie des Piz San Jon auf, die andere bildet den Ostgipfel des Piz d'Immez. Neben diesen beiden

eindeutigen Klippen fanden wir noch zwei Vorkommen von nicht anstehendem Ötzgneis. Dasjenige im Ostgrat des Piz Cristannes wurde schon beschrieben (vgl. S. 41), das andere liegt wenig östlich des Punktes 3035.

SPITZ & DYHRENFURTH (1915) fassten diese Kristallinschollen erstmals als weit nach Osten vorgeschobene Klippen der Ötz-Decke auf. SCHILLER (1904) verband sie noch mit der zweiten Falte am Mot da l'Hom, südlich des Sesvonnatales.

Da wir in unserem Gebiet, wie im folgenden noch besprochen wird, vor allem für die Schlinigüberschiebung, d. h. für die Überschiebung der Ötz-Decke auf die S-charl-Decke, mit einem Schub aus Osten rechnen müssen, und da sich der Gneis der beiden Klippen nicht von demjenigen am Rassasergrat unterscheidet, können wir die Auffassung von SPITZ & DYHRENFURTH als gesichert beibehalten. Im Detail sehen diese Klippen wie folgt aus: Am Piz d'Immez folgt über dem Aptychenkalk eine 1–2 m mächtige Lage aus ganz zerbrochenem, z. T. mylonitisiertem Dolomit. Über der Mylonitzzone folgt der stark verwitterte Gneis. Der Dolomit an der Basis der Klippen wurde vermutlich während der Überschiebung irgendwo aus dem Liegenden abgeschert, stark zerbrochen und z. T. zerrieben. Das kleine Vorkommen von Raiblergestein, das SPITZ & DYHRENFURTH auf ihrer Karte am Westgipfel des Piz d'Immez über dem Aptychenkalk einzeichneten, stellt einen isolierten Rest dieser Mylonitzzone dar.

Das Kristallin selbst ist sehr stark verschuttet und z. T. versackt. Gute Messungen von Strukturrichtungen waren nicht möglich.

Auch am Piz San Jon liegt an der Basisfläche der Ötzklippe eine wenig mächtige Zone von zerriebenem Dolomit.

Das Vorkommen kristallinen Schuttes östlich des Punktes 3035 ist gleich zu deuten wie das schon beschriebene im Ostgrat des Piz Cristannes.

III. Regionale Tektonik

1. Schlinigüberschiebung

Die Schlinigüberschiebung ist das auffallendste tektonische Phänomen der nordöstlichen Engadinerdolomiten. Sie bewirkt die grössten morphologischen Gegensätze, wie z. B. den krassen Unterschied zwischen der von steilen Felswänden und zackigen Gräten dominierten Westflanke des Gebirgszuges, vom Piz Lad bis zum Rassasergrat und der im Hangenden der Überschiebungsfläche liegenden Ostflanke, die sehr weiche, flache Formen aufweist.

Die Basisfläche der Ötztal-Decke ist im Gebiet zwischen dem Piz Lad im Norden, dem Piz San Jon im SW und dem Weiler Schlinig im SE gut bekannt. Der vom Piz Lad bis in das Schlinigtal gut aufgeschlossene Deckenrand, die zahlreichen Klippen östlich des Uinatales und die beiden Fenster im Rojental geben gute Hinweise auf ihren Verlauf.

Fig. 28 zeigt eine Isohypsenkarte der Basisfläche der Ötz-Decke im erwähnten Gebiet. Diese Karte stellt eine nach ESE geneigte, gewellte Fläche dar. Es geht aus dieser Konstruktion hervor, dass die Schlinigüberschiebung von der Innentektonik der S-charl-Decke nicht beeinflusst ist. Diese Tatsache wird bestätigt durch die verschiedenen Klippen, die teils die Schuppen an der Basis der Ötz-Decke überlagern (Piz San Jon), teils direkt auf dem Oberbau (Rims) oder sogar auf dem Unterbau (Cristannes) liegen. Wir fanden auch keine Hinweise für eine Fortsetzung der Sesvonnakulmination in die Ötz-Decke.

Die Mächtigkeit der Sedimente der S-charl-Decke beträgt im Clemgiaprofil mehr als 2000 m, weiter östlich, bei Uina Dadora, nur noch weniger als 1000 m. Am Piz Lad und vor allem im Schlinigtal sehen wir, dass diese Reduktion nach Osten hin rasch fortschreitet und dass die Sedimente der S-charl-Decke unter der Ötz-Decke bald vollständig auskeilen. Der aus mittel- und untertriadischen Gesteinen bestehende Sedimentzug zwischen Ötz- und S-charl-Kristallin im Schlinigtal findet östlich des Vintschgaues, wie HAMMER und ANDREATTA darstellten, keine Fortsetzung.

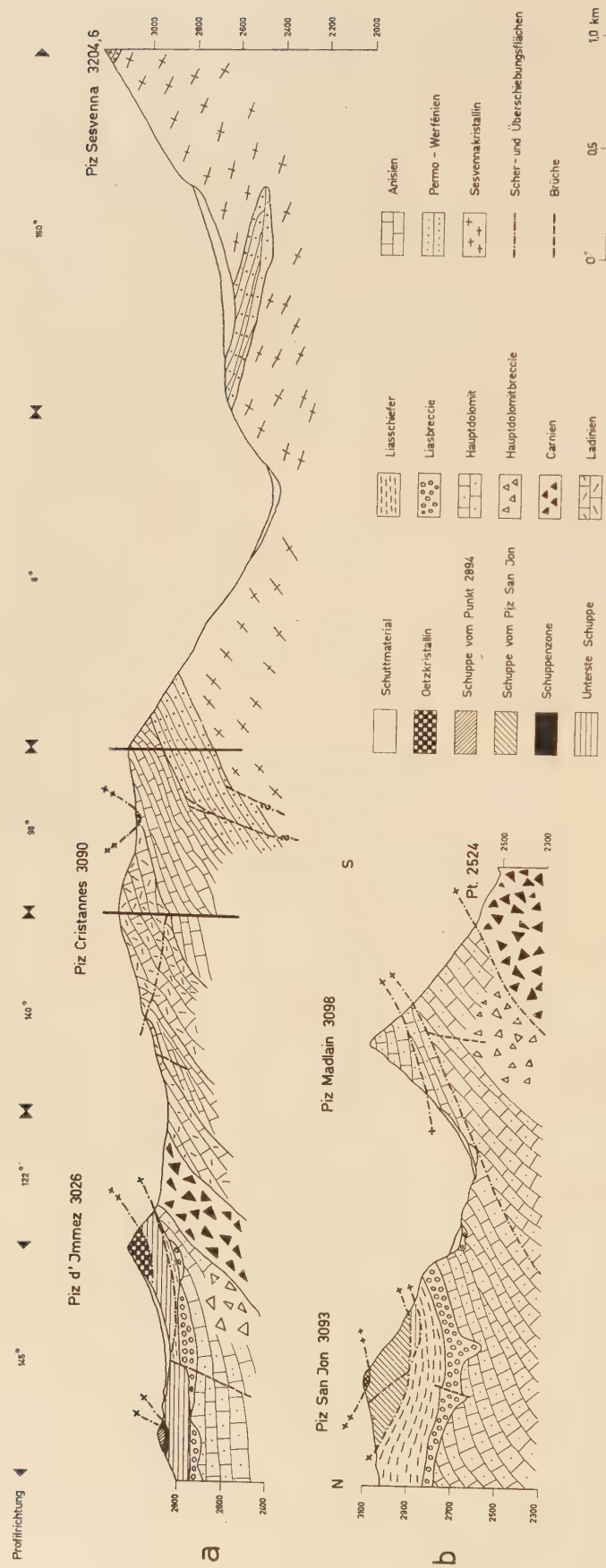


Fig. 27: Zwei Profile durch das Dissertationsgebiet.

a) Profil vom Piz Sesvanna über den Piz Cristannes zum Plateau von Rims.

b) Profil vom Mot Madlain zum Piz San Jon.

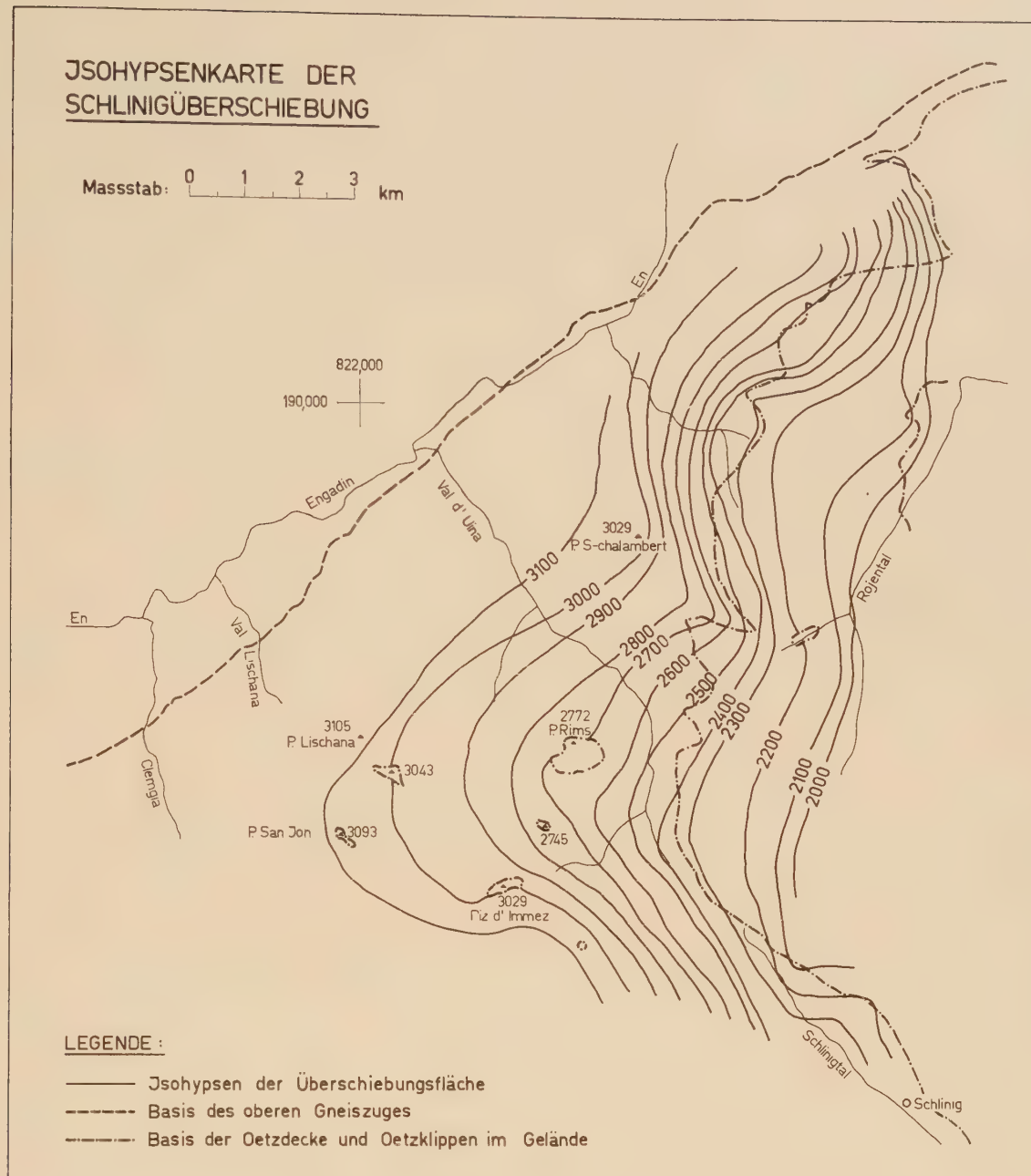


Fig.28: Isohypsenskarte der Schlingigüberschiebung.

Die maximale, in Richtung ESE gemessene, gesicherte Überschiebungsdistanz beträgt knapp 17 km (Distanz Schleis–Piz San Jon). Natürlich stellt dieser Betrag ein Minimum dar. Es ist gut denkbar, dass die Schlingigüberschiebung im Westen des Piz San Jon ursprünglich noch einige Kilometer weiter reichte. Auch östlich des Vintschgaues können wir eine Fortsetzung der Überschiebung nicht ohne weiteres negieren, da im Kristallin mehrere ungefähr W–E streichende Mylonitzonen auftreten, die als Deckenscheider denkbar wären. Wenn wir an beiden Enden der Strecke Piz San Jon–Schleis eine völlig hypothetische Verlängerung von 5 km anfügen, so erhalten wir eine immer noch relativ kurze Überschiebungsdistanz von weniger als 30 km.

2. Bewegungsrichtungen

Für den Innenbau der S-charl-Decke müssen wir vor allem Bewegungen aus Süden bis SE annehmen. Die Kulmination im Kristallin des Sesvenna streicht ungefähr 60° Ost. An ihrem Nordschenkel glitten die Falten und Gleitbretter des Unterbaues nach NNW ab. Das häufigste Schichtstreichen und auch die Richtung der meisten Faltenachsen im Unterbau beträgt 60° Ost.

Der Oberbau weist die gleiche bevorzugte Schichtrichtung auf wie der Unterbau. Er ist jedoch von ungefähr N-S streichenden, flach nach Osten einfallenden Scherflächen durchsetzt (siehe auch Abschnitt II/5). Entlang diesen Scherflächen ist jeweils die hangende Partie nach Westen hin auf das Liegende aufgeschoben. Diese Aufschiebungen stellen die jüngsten tektonischen Bewegungen im Oberbau dar, denn sie durchschneiden in der SE-Flanke des Piz Madlain mehrere Querstörungen, und die westliche Fortsetzung dieser Flächen, ein steilstehender Querbruch, schneidet in der Westflanke des Piz Madlain ebenfalls eine Längsstörung. Die Verscherungen mit den nach Westen hin gerichteten Aufschiebungen sind also jünger als die meisten der Quer- und Längsstörungen. Diese Scherflächen liegen ungefähr parallel zur Basisfläche der Ötz-Decke und zur Hangendgrenze des Oberbaues. Es erscheint wahrscheinlich, dass die Scherbewegungen im Oberbau gleich alt wie die Schlinigüberschiebung sind. Unter dem Druck der nach Westen hin über die Dolomiten geschobenen Ötz-Decke wurde am Ostrand der S-charl-Decke grössere Sedimentpakete vollständig abgeschert und als Schuppen unter der Ötzmasse nach Westen transportiert. Weiter im Westen war die auf den Oberbau einwirkende Kraft geringer; es kam nur noch zu Verscherungen innerhalb des Oberbaues. Alle diese Bewegungen sind gleich gerichtet und weisen auf einen Schub aus Ost bis ESE hin.

Die Begrenzungsflächen der einzelnen Schuppen im Hangenden des Oberbaues weisen im Detail oft komplizierte Formen auf. Östlich von Sursass kam es in diesen Schuppen sogar zur Bildung von Rollfalten.

3. Über die tektonische Stellung des Jaggl

Trotzdem über den kleinen Bergkopf des Jaggl schon sehr viel publiziert wurde – HAMMER (1910), HESS (1962), LACHMANN (1908), STAUB (1937) und andere – erlaube ich mir, einige Überlegungen über seine tektonische Stellung mitzuteilen. Ich bin mir aber bewusst, dass sie nicht eine endgültige Lösung des «Jaggl-Problemes» bringen.

Aus den oben beschriebenen Tatsachen geht hervor, dass die Ötz-Decke in einer relativ späten Phase der Gebirgsbildung – nach der Überschiebung der S-charl-Decke – wenig weit nach Westen hin über die S-charl-Decke geschoben wurde. Die Sedimente der S-charl-Decke keilen schon westlich des Vintschgaues aus.

HESS (1962) versuchte, die Fensternatur des Jaggl zu beweisen. Er stützte sich dabei vor allem auf die grosse lithologische Ähnlichkeit der Trias des Jaggl mit derjenigen der nördlichen S-charl-Decke und auf die Affinität der tektonischen Strukturelemente zwischen dem Jaggl und dem Plavanner «Granit»¹⁾ einerseits und dem Gebiet um das obere Sesvennatal andererseits. Er fand im Plavanner «Granit» ähnliche eingekeilte Sedimentmulden wie diejenigen im Sesvenna-Gneis des Piz Plazèr. Eigene Begehungen im Jaggl ergaben aber doch einige, allerdings geringe Unterschiede zwischen der Schichtabfolge im Jaggl und dem Profil am Piz Cristannes, vor allem im unteren Anisien und im Ladinien.

Wenn wir nun die spätalpine Schlinigüberschiebung abwickeln, so liegt der Jaggl in einer Distanz von nur 30 km vom Sesvennagebiet entfernt. Falls wir, entsprechend der Auffassung von J. CADISCH (1961) und E. WENK (1934), annehmen, dass die Ötz- und die S-charl-Decke mit der Silvretta-Decke ursprünglich eine einzige tektonische Einheit bildeten und gemeinsam nach Norden geschoben wurden, so ergibt sich für den Jaggl ein ursprüngliches Sedimentationsgebiet, das nur wenige Kilometer von demjenigen der nördlichen Engadinerdolomiten entfernt ist. Wir kennen keinen Hinweis, der auf eine Trennung dieser beiden Sedimentationsgebiete durch eine Schwelle deuten würde. Folglich müssen wir für den Jaggl den gleichen Fazies-

¹⁾ «Plavanner Granit» wird der Zweiglimmer-Augengneis, welcher nördlich des Dorfes Plaven (bei Burgeis im oberen Vintschgau) ansteht, genannt und der dem Gneis vom Gipfel des Piz Sesvenna stark gleicht.

raum wie für die Engadinerdolomiten postulieren. Die Schichtfolge des Jaggl muss also derjenigen der Engadinerdolomiten stark gleichen, auch wenn die Sedimente des Jaggl dem Ötz-Kristallin normal aufliegen. Der Bauplan des Jaggl und des Plavanner «Granits» kann ebenfalls nur wenig von demjenigen des Sesvenna-gebietes abweichen, da die beiden Gebiete bis zu einer spätalpinen Phase (Schlinigüberschiebung) zur gleichen Einheit gehörten und folglich die gleichen Kräfte auf sie wirkten.

Trotz der grossen Ähnlichkeit in der Fazies und im Bauplan zwischen dem Jaggl und der S-charl-Decke können wir also den Jaggl auch heute noch mit guten Gründen als zur Ötz-Decke gehörend betrachten. Das «Problem des Jaggl» kann erst dann als gelöst gelten, wenn eine genaue Neukartierung dieses Bergkopfes und des ihn umgebenden Kristallins vorliegt und wenn seine Lagerung auf oder unter dem Ötz-Kristallin eindeutig geklärt ist.

4. Schlussbemerkungen

Wir wollen nun versuchen, die gefundenen Resultate in einen grösseren Rahmen zu stellen und das Untersuchungsgebiet an seinen Platz im ostalpinen Deckengefüge einzuordnen. Schon im «Tektonischen Überblick» wurde die Frage des Zusammenhangs zwischen der S-charl- und der Silvretta-Decke kurz gestreift. Ich möchte dazu noch das Folgende bemerken:

1934 vermutete WENK im Westen des Unterengadinerfensters einen ursprünglichen Zusammenhang zwischen dem Silvretta-Kristallin im Norden und dem oberen Gneiszug – der Basis der Engadinerdolomiten – im Süden. Er rechnete damals mit einer lokalen Ausquetschung des oberen Gneiszuges. Seither gelang es ihm jedoch, laut einer mündlichen Mitteilung, den oberen Gneiszug durchgehend bis in das Silvretta-Kristallin zu verfolgen und damit den Zusammenhang der S-charl- mit der Silvretta-Decke zu beweisen. Dies wird durch die von EUGSTER wiederholt festgestellte fazielle Übereinstimmung der Ducantrias mit derjenigen der Engadinerdolomiten bestätigt.

Am Piz Lad und im oberen Vintschgau wurde der Zusammenhang der kristallinen Basis der Engadinerdolomiten mit dem Ötz-Kristallin von mehreren Bearbeitern festgestellt (CADISCH, EUGSTER, HAMMER u. a.).

Am Ostrand des Engadinerfensters bei Prutz ist, wie es auf dem Blatt Landeck der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich von HAMMER klar dargestellt wird, die Ötz- auf die Silvretta-Decke überschoben¹⁾.

Diese komplizierten, fast gegensätzlich anmutenden Strukturen (der Zusammenhang der S-charl- mit der Ötz- und Silvretta-Decke, die Überfahrung der S-charl- durch die Ötz-Decke entlang der Schliniglinie und die Überschiebung der Ötz- auf die Silvretta-Decke), lassen sich durch eine Mehrphasigkeit der tektonischen Bewegungen erklären.

Der von WENK bewiesene Zusammenhang der Ötz- mit der S-charl- bzw. Sesvenna-Decke stellt das ursprüngliche Bild dar, zur Zeit als eine grosse, einheitliche, oberostalpine Silvretta-Decke von Süden her das Unterostalpin überfuhr. In späteren, mehr nach Westen gerichteten Bewegungen überfuhr der östliche Teil dieser «alten Silvrettamasse» (Ötz-Decke) den westlichen Teil (S-charl- und Silvretta-Decke).

Aus der Silvretta-Decke nördlich des Inns sind ebenfalls einige Strukturen bekannt, die auf einen Schub aus Osten hindeuten. Z.B. ist aus der NE bis NNE verlaufenden Ducangruppe ein Umschwenken der Schichten in die N-S-Richtung bekannt. EUGSTER (1923) deutet diese Umbiegung durch einen Schub aus SSW, doch könnte ein nach Westen gerichteter Schub die gleiche Umbiegung bewirken.

Ich möchte speziell noch auf die folgende Deutung hinweisen. Die vornehmlich nach WNW gerichteten Kräfte, welche im obersten tektonischen Stockwerk zur Schlinigüberschiebung führten, könnten durch die von ihnen hervorgerufene Zusammenpressung der tieferen tektonischen Einheiten die Aufwölbung des ENE streichenden Unterengadinerfensters bedingt haben. Die Bildung des Fenstergewölbes fing demnach den grössten Teil des Druckes aus ESE auf. Daher finden wir NW des Unterengadins nur noch wenige Strukturen, die durch den nach WNW gerichteten Druck verursacht sind. Es erscheint also wahrscheinlich, dass die Aufwölbung des Unterengadinerfensters und die Schlinigüberschiebung ungefähr gleichaltrig sind.

¹⁾ SCHMIDEGG (1959) bestätigt die Überlagerung der Silvretta-Gneise durch die Ötz-Decke und fand nach gefügekundlichen und strukturellen Untersuchungen ebenfalls ältere Nord gerichtete Bewegungen und jüngere, nach Westen hin gerichtete.

In den vorhergehenden Kapiteln wurde schon auf den Zusammenhang des Ötz-, Silvretta- und S-charl-Kristallins mit dem Campo- und Braulio-Kristallin hingewiesen. Wie CADISCH (1961) zusammenfassend feststellte, lassen sich diese Kristallingesteine im Vintschgau östlich der Etsch nicht mehr trennen. Es kommt demnach der alten Auffassung TERMIERS, wonach die Ötz-, Silvretta-, S-charl-, Umbrail- und Campo-Decke ursprünglich eine einheitliche Schubmasse darstellten, wieder grosse Bedeutung zu.

EUGSTER (1923) fasste die Aela- und Campo-Decke als eine Einheit auf, und in seiner neuesten Arbeit 1959 verwies er auf den seither durch neue Aufschlüsse in einem Tunnel durch den Munt la Schera bestätigten Zusammenhang der S-charl- mit der Quattervals-Decke¹⁾.

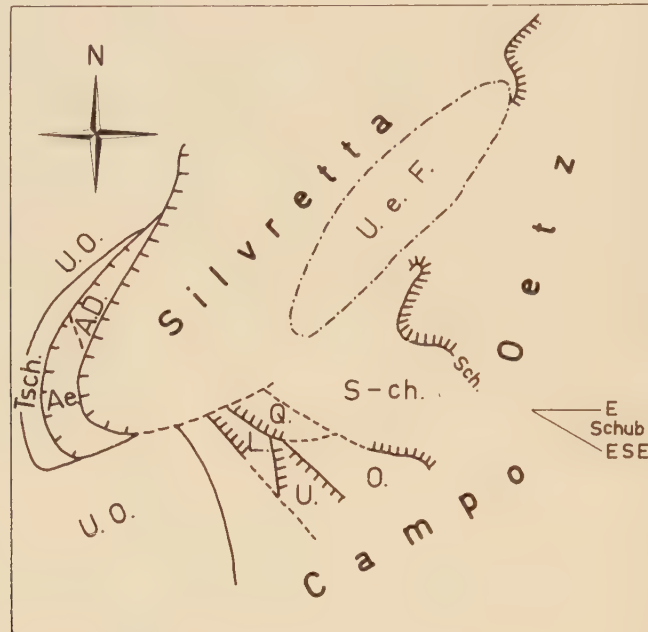


Fig. 29: Hypothetisches tektonisches Schema der Silvrettamasse mit den einzelnen jungen, sekundären Überschiebungen.

A.D. = Arosen Dolomiten	S-ch. = S-charl-Decke
Ae. = Aela-Decke	Tsch. = Tschirpen-Decke
L. = Languard-Decke	U. = Umbrail-Decke
O. = Ortler-Decke	U.e.F. = Unterengadinerfenster
Q. = Quattervals-Decke	U.O. = Unterostalpin
Sch. = Schlinigüberschiebung	

Am Ende dieser Arbeit möchte ich ein Deckenschema (siehe Fig. 29) skizzieren, das als eine Arbeitshypothese aufzufassen ist. Es stellt die ursprünglich einheitliche, oberostalpine Silvrettamasse zwischen Davos, dem Vintschgau und der Gegend um Zernez dar. Die Silvrettamasse wäre nach ihrer Verfrachtung in Richtung Norden in einer spätalpinen orogenen Phase durch einen vorwiegend nach Westen gerichteten Schub in die einzelnen Teildecken unterteilt worden. Auf diese Weise liesse sich die grosse fazielle Ähnlichkeit der Gesteinsserien aller ostalpinen Decken leicht erklären, und auch die Unmöglichkeit einer Trennung der einzelnen Decken in ihrem rückwärtigen Teil würde leicht verständlich.

Diese Hypothese stimmt weitgehend mit den Auffassungen von CADISCH, EUGSTER, LEUPOLD, POZZI und WENK überein.

¹⁾ Siehe EUGSTER, H. (1965): Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. — *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 17.

Zusammenfassung

Im stratigraphischen Teil wird anhand von mehreren Profilen und Detailbeschreibungen die Schichtfolge, die vom Kristallin über das Permo-Werfénien und die Trias bis in den Jura reicht, charakterisiert. Im besonderen wird gezeigt, dass die bis jetzt als untercarnisch bezeichnete Dolomitserie mit mergeligem Dolomit und Zellendolomit dem obersten Ladinien zugehört. Bei der Beschreibung der einzelnen Formationen wird versucht, das Ablagerungsmilieu zu bestimmen, und gezeigt, dass wir für die ganze Trias-Sedimentation vor allem mit einem neritischen bis hemipelagischen Milieu rechnen müssen. Aus der mittleren Trias werden Tuffithorizonte beschrieben.

Hinweise auf die Entstehungsart des Dolomites, insbesondere Strukturen, die auf eine nachsedimentäre Dolomitisierung vor allem des Hauptdolomites hindeuten, sind in einem speziellen Kapitel zusammengefasst.

Im tektonischen Teil wird die Stockwerktektonik und der Schuppenbau des Gebietes zwischen dem Piz San Jon und dem Piz d'Immez untersucht. Es lassen sich ältere, NNW gerichtete Bewegungen von jüngeren, West bis WNW gerichteten unterscheiden. In einem speziellen Kapitel wird der enge Zusammenhang der S-charl-Decke mit der Ötz-Decke erwähnt und auf die geringe Überschiebungsweite der relativ jungen Schlinigüberschiebung hingewiesen.

Der letzte Abschnitt stellt einen Versuch dar, die gefundenen Resultate in einen grösseren Rahmen zu stellen.

Riassunto

Nella parte stratigrafica vien caratterizzata la serie degli strati mediante sezioni e descrizioni particolareggiate. Essa inizia nel cristallino, attraversa il Permico-Werfeniano e il Trias ed arriva fino al Giurassico. Viene dimostrato in particolare che la serie dolomitica a dolomia marnosa e cariosa, considerata finora d'età carnica inferiore, fa parte del Ladinico superiore. Nella descrizione delle singole formazioni si è cercato di determinare l'ambiente di sedimentazione; abbiamo accertato che tutti i sedimenti triasici devono essere stati depositati in un ambiente neritico-emipelagico. Inoltre descriviamo degli orizzonti tuffitici del Trias medio. Nel capitolo sulla dolomitizzazione vengono dati cenni sulla dolomitizzazione postsedimentaria, soprattutto per la Dolomia Principale.

Nella parte tettonica viene esaminata la tettonica a piani sovrapposti incongruenti (Stockwerktektonik) e la struttura a scaglie della regione tra il Piz San Jon ed il Piz d'Immez. Si distinguono movimenti più anziani, diretti a NNW, da movimenti più recenti, diretti verso W-WNW. In un capitolo speciale discutiamo le strette relazioni esistenti tra la falda di Scarl e la falda d'Oetz, e l'infima distanza di sovrascorrimento della falda relativamente giovane d'Oetz. Nell'ultima sezione del nostro lavoro cerchiamo di porre i nostri risultati in un maggiore quadro tettonico.

Recapitulaziun

In la part stratigrafica vain, a man da plüs profils e descripziuns detagliadas, caracterizada la seria da las vetas chi s'extendan dal Cristallin attravers il Perm-Werfenian ed il Trias infina al Jura. In spezial vain muossà cha la seria dolomitica cun Dolomit marnais e Dolomit cellus, chi infin uossa gniva resguardada sco carnica inferiura, appertegna al Ladinian superiur. In la descripziun da las singulas fuormaziuns vain tscherchè da determinar l'ambiant da sedimaintaziun e muossà cha nus avain da chefar per tuot la sedimaintaziun dal Trias in prüma lingia cun ün ambient neritic fin hemipelagic. Dal Trias d'immez vegnan decrits horizonts tuffics.

In ün chapitel spezial vegnan recapituladas indicaziuns davart il möd d'as fuormar dal Dolomit, spezialmaing structurass chi fan tschegn sün üna dolomitisaziun postsedimaintara surtuot dal Dolomit principal.

In la part tectonica vain examinada la tectonica a plans supraposts cun structura differenta e la structura da las s-chaglias tanter il Piz San Jon ed il Piz d'Immez. Id as po disferenzchar movimaints plü vegls drizzats vers NNW da plü giuvens drizzats vers W infin WNW. In ün chapitel spezial vain manzunada la stretta relaziun tanter la cuverta da S-charl e la cuverta da l'Oetz e muossà via sün la pitschna extensiun da surscuorrimaint da la relativmaing giuvna surscuorrimaintaziun da Schlingia.

In l'ultima secziun vain tscherchè da metter ils resultats obtgnüds in ün ram plü spazius.

(Aus dem Deutschen übersetzt durch Dr. J.O. RAUCH, Scuol)

Lebenslauf

Am 10. September 1936 wurde ich, KARL PETER KELLERHALS, als Sohn des RUDOLF, Fürsprecher, und der ANNA, geb. PULFER, in Bern geboren. Ich besuchte hier die städtische Primar- und Sekundarschule und das Gymnasium, wo ich 1956 die Maturitätsprüfung bestand. Anschliessend immatrikulierte ich mich an der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern und begann mit dem Studium der Geologie. Im Winter 1959/1960 war ich Assistent am Geologischen Institut.

Im Sommersemester 1960 studierte ich an der Universität Kiel vor allem Meeresgeologie und Ozeanographie und besuchte anschliessend an der Forschungsanstalt für Meeresgeologie und Meeresbiologie «Senckenberg» in Wilhelmshaven einen meeresgeologischen und paläontologischen Arbeitskursus.

Im Spätsommer 1960 war ich als Teilnehmer einer alpinistischen Expedition in Spitzbergen.

Im Januar 1963 nahm ich an einem Kartierkurs «unter Tag» der Universität Wien in Bleiberg (Kärnten) teil.

Seit Sommer 1959 assistiere ich Herrn Prof. Dr. J. CADISCH bei geologischen Arbeiten für die Engadiner Kraftwerke und den Bernhardintunnel.

Vorlesungen und Übungen besuchte ich bei den folgenden Herren Professoren und Dozenten:

Universität Bern: Geologie, Paläontologie: J. CADISCH, H. GRUNAU, W. NABHOLZ, R. RUTSCH, A. SUESS-TRUNK. Mineralogie, Petrographie: T. HÜGL, E. JAEGER, E. NIGGLI, W. NOWACKI, A. STRECKEISEN. Geographie: F. GYGAX, G. GROSJEAN. Übrige Naturwissenschaften: M. BIDER, W. FEITKNECHT, J. GEISS, F. G. HOUTERMANN, W. H. SCHOPFER †.

Universität Kiel: G. DIETRICH, K. FIEGE, E. GUENTHER, E. HELLNER, E. SEIBOLD.

Universität Fribourg: J. KLAUS.

Universität Wien: W. MEDWENITSCH.

